

COUP D'ŒIL SUR LA GÉOLOGIE

ET LA TECTONIQUE DES ALPES

DU CANTON DU VALAIS

PAR

H. SCHARDT, *professeur.*

Avec six planches de profils et vues et une carte de situation



INTRODUCTION HISTORIQUE

Les Alpes du canton du Valais comprennent toutes les montagnes qui entourent la grande vallée du Rhône en amont du lac Léman. Ce sont donc les deux chaînes connues communément sous le nom d'*Alpes valaisannes* et d'*Alpes bernoises*. Cette vaste région comprend presque la moitié des Alpes suisses et si nous y comprenons la zone limitrophe des Alpes italiennes qui s'y rattache tout naturellement, elle forme un segment très important de la chaîne des Alpes.

Nos premières notions sur les Alpes du Valais datent de la fin du XVIII^{me} siècle. C'est à l'illustre explorateur des Alpes, HORACE BÉNÉDICT DE SAUSSURE que nous devons les plus anciennes indications quelque peu précises sur la constitution lithologique de cette partie des Alpes ; mais c'est à peine si la disposition des masses de terrains qui y prennent part a été prise en considération. De Saussure reconnaît toutefois que la partie centrale des Alpes est constituée par des *roches cristallines*, tandis que les régions marginales offrent des *terrains schisteux et calcaires*.

C'est à BERNARD STUDER que nous devons les données les plus complètes. Elles sont déposées dans ses ouvrages fondamentaux : *La Géologie des Alpes occidentales de la Suisse*, publiée en 1834 et *La Géologie de la Suisse*, parue en 1851 et 1853. La repartition des roches cristallines, granitiques et gneissiques en massifs ellipsoïdes, séparés par des zones schisteuses sédimentaires, est établie pour la première fois d'une manière bien positive et le fondateur de la géologie de la Suisse leur applique la dénomination consacrée depuis lors de « massifs centraux ». C'est ainsi que par la suite on a envisagé la situation des masses de roches cristallines dans l'intérieur de la chaîne des Alpes. Au début on leur attribuait même un rôle actif dans le soulèvement des montagnes, hypothèse qui paraissait justifiée par la constatation de la nature éruptive des roches granitiques. C'est à Studer que l'on doit également le premier essai de classification stratigraphique des terrains sédimentaires, autant de la bordure de la chaîne alpine que de ceux qui apparaissent intercalés entre les masses cristallines. Il a de même remarqué les nombreux plissements qui atteignent les terrains sédimentaires de la bordure et les enchevêtrements entre les sédiments et les roches cristallines du massif de l'Aar.

Mais les descriptions contenues dans la « Géologie de la Suisse » ne sont en réalité qu'un canevas, une ébauche que des recherches plus complètes devaient achever, en faisant appel à la collaboration de plusieurs. C'est ce que prévoyait son auteur, en créant l'entreprise subventionnée par la Confédération de la publication d'une *Carte géologique détaillée de la Suisse*, à l'échelle du 1 : 100000.

Plusieurs collaborateurs eurent à se partager le Valais. Ce fut d'abord H. GERLACH, ingénieur des mines, qui entreprit le relevé détaillé de la partie cristalline des Alpes valaisannes, de la source du Rhône jusqu'à Trient, soit les trois quarts environ des Alpes du Valais, sans

compter un important territoire situé sur sol italien. Ces relevés témoignent d'une activité absolument surprenante, puisque ce travail représente à peine 20 ans d'études et recherches accessoires, à côté des charges d'ingénieur des mines qu'occupa Gerlach, dans plusieurs parties des Alpes, pendant les années 1850 à 1871. Le travail de cartographie géologique de Gerlach s'étend sur une surface de près de 10,000 kilomètres carrés, soit deux feuilles de l'atlas Dufour au complet, les feuilles XXII et XXIII, et une forte fraction des feuilles XVII et XVIII. Si les levés n'ont pas été faits avec les mêmes soins et la même minutie dans toutes les parties de cette immense surface, surtout dans la région située au dehors de la frontière suisse, il faut cependant reconnaître que l'œuvre de Gerlach révèle dans son ensemble, comme dans ses détails, l'empreinte d'une main de maître ; ses relevés cartographiques, autant que les descriptions font voir une clairvoyance remarquable, doublée d'une prudence peut-être excessive. Mais il n'a malheureusement pas été réservé à Gerlach de pouvoir achever la tâche entreprise.

C'est en pleine activité, âgé de moins de 50 ans que la mort le surprit au cours d'une exploration, près d'Oberwald, dans le Haut-Valais, par la chute d'une pierre détachée par une chèvre. Le mémoire de Gerlach sur les Alpes pennines, paru en 1869, avec une carte au 1 : 250000, est un premier essai de synthèse géologique de cette vaste région alpine. Mais on sent que l'auteur était arrivé juste au point où la clarté commençait à se faire dans son esprit sur les relations de certains terrains et la vraie situation tectonique de ceux-ci. Il s'agit ici avant tout de la contemporanéité des schistes lustrés et des micaschistes calcaires qui se trouvent au dessous du gneiss d'Antigorio et intercalés entre les zones gneissiques, en compagnie de marbres, de dolomites et de gypse. Gerlach a soupçonné cette connexité, sans oser l'affirmer. Sinon, il aurait été forcément amené à reconnaître la présence de plis couchés de gneiss comme un

fait prédominant dans tout le Valais du sud. Cela eût été pour lui une facilité, car personne ne connaissait aussi bien tous les détails de la répartition des terrains dans ce pays ; personne n'avait encore, comme lui, su distinguer les divers terrains qui édifient cette région, en partie couverte de vastes glaciers et de ce chef d'une exploration d'autant plus difficile que les affleurements sont, au surplus, parfois très restreints et disséminés. Il a fallu attendre 30 ans pour arriver à affirmer ce que Gerlach n'a fait qu'entrevoir. C'est qu'en effet, depuis la mort de Gerlach, les recherches géologiques dans les Alpes valaisannes du sud ne furent plus reprises, pendant plus de 20 ans, avec autant de suite et sur une base aussi large. Le projet de percement du massif du Simplon par un tunnel, en vue de relier la Suisse à l'Italie par un chemin de fer, projet dont Gerlach avait déjà eu à s'occuper au point de vue géologique, a cependant donné lieu à la publication de plusieurs rapports géologiques sur la chaîne à traverser. Mais le fait de devoir se restreindre à une zone d'exploration peu large et d'une façon plutôt sommaire, n'a pas conduit les experts à des conclusions tectoniques bien différentes de celles qui furent déjà formulées par Gerlach. Tel est le cas des rapports de 1878, de 1883 et de 1891 ; chose curieuse à constater, le renversement du gneiss d'Antigorio par dessus les schistes micacés calcaires inférieurs, déjà reconnu par Gerlach, ne s'y trouve pas indiqué ; il faut ajouter toutefois que pour la région où devait passer le tunnel, Gerlach ne l'avait pas admis non plus, attendu que la constatation y relative avait été faite dans le val d'Antigorio et dans le Val Devero, à une douzaine de kilomètres plus à l'est. Ce n'est qu'en 1894, à l'occasion de la publication d'un guide géologique de la Suisse, pour servir aux excursions du Congrès géologique international, que plusieurs profils géologiques passant par la région du Simplon, remettent en honneur l'observation de Gerlach, et, en faisant un pas de plus,

admettent l'équivalence des schistes lustrés et des mica-schistes calcaires, nommés schistes métamorphiques anciens, par Gerlach. En 1898, l'auteur de ces lignes exprima la supposition que les masses gneissiques en forme de dôme du Mont-Rose et de l'Adula pourraient bien appartenir à des plis ou nappes de gneiss déversés vers le nord, comme le gneiss d'Antigorio. En 1902, cette hypothèse est appliquée péremptoirement aux gneiss supérieurs du Simplon (gneiss du Monte-Leone et de l'Ofenhorn) par M. LUGEON et H. SCHARDT, pendant que M. C. SCHMIDT, chargé depuis plus de 10 ans par la Commission géologique suisse de la continuation des recherches de Gerlach, maintenait encore l'ancien point de vue de la situation « in loco », en forme de voûte surbaissée et ondulée, des gneiss supérieurs du Simplon. Mais l'élan était donné. De nombreuses publications, parues depuis lors, surtout celles de M. TERMIER, interprètent la situation dans le même sens. Ce ne sont plus des masses en forme de dôme qui édifient les Alpes valaisannes du sud, mais bien des « nappes charriées » de gneiss, reposant, en partie détachées de leur « racine », sur des terrains beaucoup plus récents. Quel magnifique hommage rendu à la sagacité et surtout au génie de Gerlach que cette constatation qu'il était si près de faire, au moment où la mort l'a si brusquement arraché à ses recherches ! On trouvera dans la liste bibliographique les noms des géologues qui ont contribué et participé à ce grandiose revirement ; il n'est pas possible d'énumérer ici la part qui revient à chacun.

L'exploration et le relevé géologique de la partie des Alpes du Valais, située au nord du Rhône, ont été poursuivis pendant les années 1861 à 1882 par le pasteur G. ISCHER, le professeur E. RENEVIER, EDM. v. FELLENBURG, C. MOESCH et I. BACHMANN. On ne possède cependant de mémoires descriptifs que pour les régions explorées par Renavier (zone limitrophe du canton de Vaud), par Fellenberg (massif de l'Aar) et par Moesch (angle

N-W de la feuille XVIII). La partie cartographiée par Ischer n'a fait l'objet que d'une note très succincte, parue dans l'annuaire du Club alpin suisse en 1878. Depuis lors, il a été publié diverses notes géologiques sur cette partie des Alpes berno-valaisannes, soit à l'occasion du projet de percement d'un tunnel à travers cette haute arête, en vue de relier la Suisse centrale plus directement au tunnel du Simplon, soit par M. LUGEON, chargé de préparer un texte pour la carte d'Ischer et de procéder en même temps à une revision de ce territoire.

Diverses publications concernant l'ensemble des Alpes suisses y ont également traité. En les comparant, on constate qu'ici, de même que pour la région au sud du Rhône, les vues se sont profondément modifiées depuis que le pasteur Ischer a fait connaître, par des profils contenus dans la notice mentionnée, ses conclusions sur la tectonique de cette haute chaîne. D'après les dernières recherches, ce ne sont pas, comme le pensait Ischer, des plis resserrés les uns contre les autres et déversés, pour la plupart vers le nord, mais bien des plis-nappes superposés de 10 à 20 kilomètres d'envergure, dont l'assise (racine) est du côté de la vallée du Rhône, tandis que la partie frontale se trouve déversée vers le nord, en plongeant sous les terrains qui constituent les Préalpes bernoises et vaudoises (zone des cols et Flysch du Niesen). Chacun de ces plis dessine dans son ensemble la forme d'une voûte, dont la surface est ondulée ou même parfois plissée et compliquée de plis-failles, de chevauchements et de failles.

Le groupe des Alpes calcaires situé sur la rive sud-est du Rhône et au nord du massif du Luisin (Aiguilles Rouges) a été décrit pour la première fois par ALPHONSE FAVRE en 1867 qui en a publié aussi une carte géologique, parue en 1862. En 1880 a paru la feuille XVII de la carte géologique suisse au 1 : 100000 dont le relevé pour cette partie est due à M. ERNEST FAVRE. Cette partie des Alpes valaisannes forme les groupes des

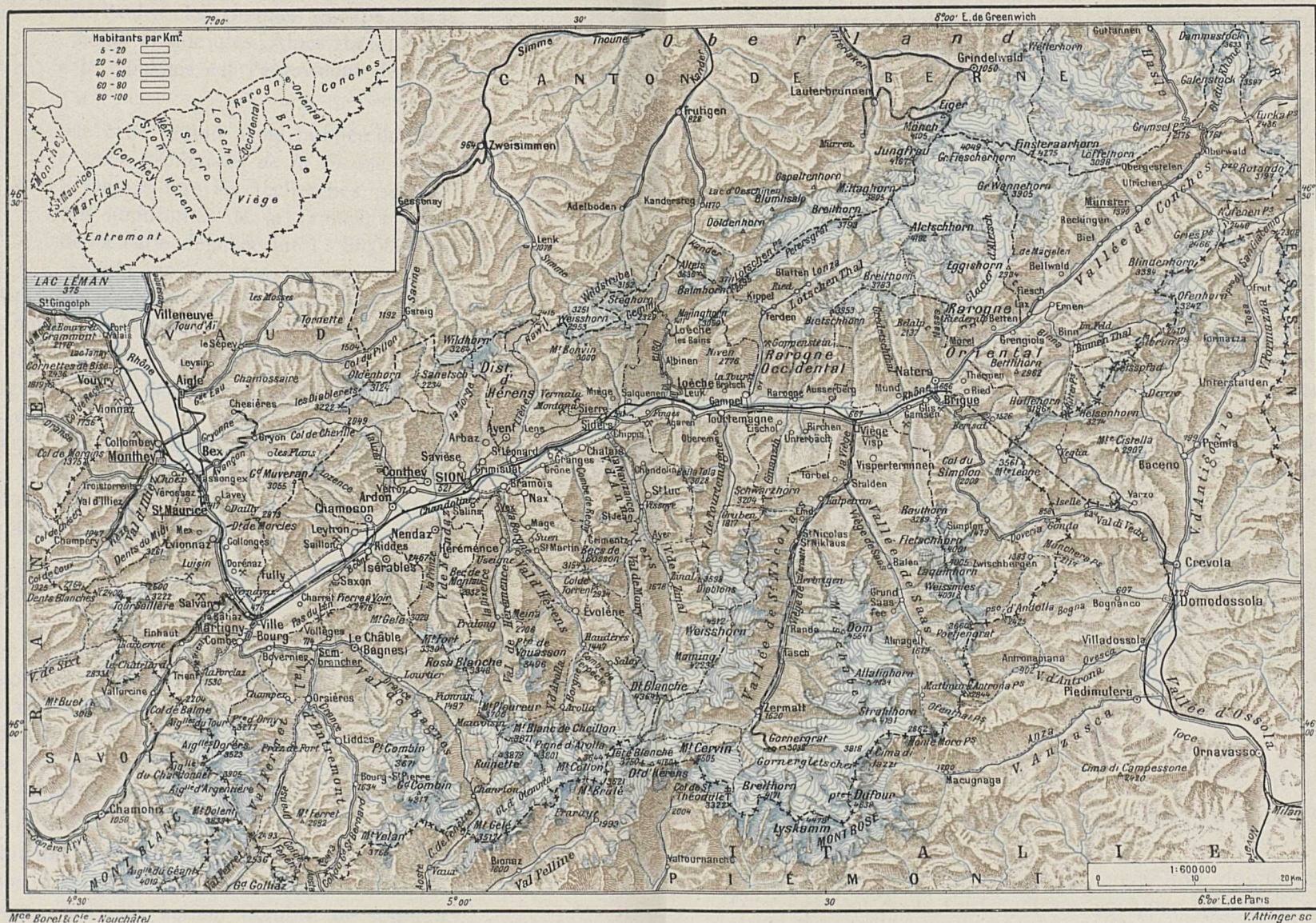
Dents du Midi et des Tours Sallières d'une part et du Chablais valaisan de l'autre. Le premier groupe est la continuation de la haute chaîne des Alpes berno-valaisannes, tandis que le Chablais est l'équivalent des Pré-alpes vaudoises.

La description de cette région a été publiée dans les *Matériaux pour la carte géologique de la Suisse*, livraison XXI, en 1887. Depuis lors les recherches poursuivies dans les régions limitrophes de la France, en vue de la publication de la carte détaillée au 1 : 80,000, ont considérablement enrichi nos connaissances sur cette partie des Alpes valaisannes, si bien que l'on trouve dans la littérature géologique française presque plus de données que dans les publications suisses.

Les recherches pour l'établissement de la carte de France (feuilles de Thonon et Annecy) ont été faites assez longtemps après la publication de la carte suisse (feuille XVII) et du texte descriptif qui s'y rapporte ; depuis lors nos connaissances et les vues théoriques se sont développées considérablement.

Un résumé de l'état de nos connaissances sur cette région sera donc bien justifié, ne fut-ce que pour montrer combien les recherches poursuivies de toutes parts ont amené de la clarté dans les problèmes que les études de nos devanciers n'ont fait qu'effleurer, tout en réunissant les connaissances fondamentales à leur élucidation.

Il y a maintenant juste 25 ans que j'ai fait ma première excursion géologique en Valais. Depuis lors j'ai consacré chaque année un certain nombre de jours à l'exploration de l'une ou de l'autre partie de ces belles montagnes, soit en faisant la revision de la carte géologique du Chablais valaisan et des Dents du Midi, soit



en procédant à des études de géologie appliquée, ou encore au cours d'excursions académiques avec mes étudiants. Ces derniers dix ans ont été en outre en bonne partie consacrés à des recherches dans la région limitrophe du tunnel du Simplon.

Il ne peut être question de donner dans le Bulletin de la « Société Murithienne » une description complète de la géologie et de la tectonique du Canton du Valais; cela demanderait tout un volume. C'est un résumé de l'état de nos connaissances actuelles sur la géologie de cette région que je me propose d'écrire, laissant à des monographies spéciales le soin d'entrer dans des détails complets qui ne sauraient trouver place dans le cadre de ce « Coup d'œil ». Afin de permettre à ceux qui désireraient remonter aux sources, de trouver sans difficultés les publications géologiques spéciales, je donnerai à la fin une liste bibliographique aussi complète que possible, en exceptant cependant ce qui concerne la minéralogie et la glaciologie.

Les profils géologiques et la petite carte d'orientation sont tirés du *Dictionnaire géographique de la Suisse* ¹⁾. Qu'il me soit permis ici de remercier la direction de cette publication pour l'empressement avec lequel elle a bien voulu mettre à ma disposition les clichés de ces planches.

I. APERÇU OROGRAPHIQUE.

La vallée du Rhône qui prend son origine au pied du col de la Furka, divise les Alpes du Valais en deux grandes chaînes bien distinctes; celle du sud, comprenant les Alpes dites pennines, du côté W. et les Alpes

1) Imprimerie Attinger Frères, Neuchâtel.

lépontines du côté E., puis la chaîne du nord qui forme la limite berno-valaisanne et se termine par les Alpes vaudoises sur le bord du Lac Léman.

La Vallée du Rhône est en apparence une vallée tectonique entre Oberwald et Martigny, car dans le tronçon d'Oberwald à Lax, elle suit la zone de terrains schisteux qui sépare le massif cristallin du St-Gothard de celui de l'Aar ; puis, dès la terminaison du premier elle est encaissée entre le massif de l'Aar et la masse de terrains sédimentaires, dite schistes lustrés, c'est à dire elle est entaillée dans ces derniers jusqu'aux environs de Tourtemagne. A partir de cette localité le sillon suit la limite entre les terrains constituant la chaîne du Wildstrubel et du Wildhorn et les terrains triasiques, et carbonifères qui bordent le pied des masses de gneiss et de schistes cristallins de la haute chaîne pennine. A Martigny la vallée se coude à angle droit et devient franchement transversale, en coupant les massifs cristallins du Mont-Blanc (M. du Trient) et des Aiguilles Rouges (Salentin), ainsi que les masses calcaires des Dents de Morcles, Dents du Midi et les Préalpes qui suivent jusqu'au contact avec les couches tertiaires du Plateau suisse. Une partie de ce sillon transversal est occupée par le Haut-Léman.

Si nous avons nommé la partie de la vallée en amont de Martigny jusqu'à la source du Rhône une vallée d'apparence tectonique, c'est à dire déterminée par la disposition des terrains, cela signifie que cette influence doit avoir déterminé la direction initiale de l'écoulement de l'eau, lorsque le Rhône primitif coulait à bien plus de mille mètres au-dessus de son lit actuel. Mais tout le vide qui existe actuellement au-dessous de ce cours d'eau primitif, a certainement été créé par l'érosion. La trouée transversale de Martigny jusqu'au Léman est exclusivement due à l'action de l'érosion fluviale et glaciaire, donc le sillon qui se trouve en amont est dans le même cas. C'est un abaissement dans la haute chaîne qui sépare

la vallée longitudinale du Rhône de la dépression du Plateau suisse, qui a dû déterminer le passage transversal de Martigny vers le N.-W., sinon la continuation du sillon d'érosion aurait dû suivre la ligne Martigny-Col de Balme-Chamonix.

Dans son état actuel la vallée du Rhône n'a plus sa profondeur primitive. Par la création du bassin lacustre du Léman, ensuite d'un affaissement de la chaîne alpine dans son ensemble, de la valeur d'au moins 500 m., la partie en contrepente transformée en lac, jusqu'aux environs de Sierre probablement, s'est comblée en partie par suite des alluvionnements du Rhône et de ses affluents. L'embouchure de ce cours d'eau glaciaire s'avance d'ailleurs chaque année davantage dans le lac. La partie comblée de celui-ci a dû se créer une pente superficielle permettant l'écoulement de l'eau et le transport des alluvions jusque dans le lac, d'où la nécessité d'un remblayage considérable en amont de l'embouchure du Rhône, au fur et à mesure de son avancement. En suite de ce phénomène le remplissage d'alluvions s'est propagé d'aval en amont jusqu'aux environs de Mörel, aidé encore par d'autres influences, telles que les cônes de déjection des torrents latéraux, formés d'alluvions grossières que le cours d'eau principal, grâce à sa faible pente, ne peut pas transporter jusqu'au lac. Des éboulements de grande dimension et des dépôts glaciaires ont également contribué dans le même sens, comme par exemple le grand éboulement préhistorique de Sierre. Les plus grands cônes de déjection sont ceux du Bois noir entre St-Maurice et Evionnaz et celui du Bois de Finges. Ils ont créé des seuils de 30 et de 100 mètres sur le profil moyen du fond de la vallée.

Tous les affluents de part et d'autre du sillon principal ont creusé des vallées latérales qui sont enfoncées très profondément dans les flancs de la grande vallée. Elles sont de très inégale longueur, si l'on compare celles du versant nord, où elles sont courtes et rapides,

à celles du versant sud qui ont parfois 20 à 30 km. de longueur. Cela résulte du fait que l'arête culminante des deux chaînes bordières de la grande vallée, c'est à dire la ligne de partage des eaux est plus rapprochée du Rhône du côté nord que du côté sud. Il s'ensuit que, dans la partie comprise entre Brigue et Martigny, le versant sud du Valais est en moyenne trois fois plus large que le versant nord, quoique la hauteur de la chaîne sud ne soit pas proportionnellement plus considérable que celle de la chaîne nord. Cette circonstance détermine l'asymétrie si frappante de la vallée du Rhône.

La cause en est due à la différence de structure géologique et de composition lithologique des deux versants, ainsi qu'il ressortira de la description géologique. Nous pouvons constater d'ores et déjà que le versant nord est formé d'Oberwald en aval jusqu'à Mörel des roches du massif cristallin de l'Aar ; sur le versant sud se trouvent les roches très analogues du massif du St-Gothard, d'où une grande ressemblance des deux versants dans cette partie de la vallée. Le contraste devient surtout frappant à partir de Brigue ; là nous avons du côté nord successivement des roches cristallines gneissiques du massif de l'Aar, des terrains calcaires et schisteux, jusque près de Saillon, en suite de nouveau des roches cristallines du massif du Mont-Blanc. Sur toute cette longueur il y a invariablement sur le versant sud des couches schisteuses, calcaires ou quartzitiques s'enfonçant sous la montagne et qui supportent des masses de schistes cristallins et de roches gneissiques s'étalant en grandes surfaces et avec une faible inclinaison. Plusieurs de ces vallées donnent naissance à des cours d'eau de fort volume, alimentés en été par les eaux de fusion de vastes glaciers.

De Martigny jusqu'au Léman la vallée ressemble à une véritable gorge par les parois escarpées qui la bordent ; c'est un tronçon de « canyon » dans le vrai sens du mot ; le contraste avec la partie large en amont est

frappant. De même il n'y a plus aucune asymétrie entre les deux versants ; de part et d'autre les cours d'eau sont également rapides ; le Trient seul fait exception, avec son cours long de 15 kilomètres dès le glacier jusqu'au Rhône. Mais au sortir du défilé qui passe entre les hautes murailles des Dents de Morcles et des Dents du Midi, il y a de part et d'autre de nouveau deux affluents homologues, la Vièze d'Illiez et l'Avançon qui drainent la région limitrophe entre les hautes Alpes et les Préalpes et prennent leur origine dans l'intérieur de la haute chaîne. Le tronçon jusqu'au Léman est de nouveau asymétrique, parce que la partie du Chablais valaisan des Préalpes ne présente qu'une faible largeur, l'intérieur de cette région étant drainé par la Drance, affluent du Léman, tandis que le cours d'eau homologue sur la rive droite, la Grande-Eau, venant des Préalpes vaudoises, est devenu tributaire du Rhône. Le rapprochement de la vallée du Rhône de la ligne de partage des eaux d'avec la Drance fait que du côté du Chablais valaisan il n'y a que de petits torrents venant rejoindre le Rhône. Le même fait se reproduit d'ailleurs du côté des Préalpes vaudoises à partir de l'embouchure de la Grande-Eau, car la vallée de l'Hongrin et celle de la Sarine jouent ici le même rôle que la Drance du côté du Chablais.

La différence d'aspect entre la vallée transversale du Rhône, de Martigny à l'aval, et la partie supérieure, ne résulte donc pas seulement de la différence des terrains qui édifient cette partie des Alpes valaisannes, mais surtout de la direction du sillon d'érosion par rapport à l'alignement des affleurements et plis des terrains. Dans la partie longitudinale en amont de Martigny, les affleurements des terrains se suivent parallèlement à la grande vallée, d'où le nom de longitudinale que nous lui donnons, tandis que toutes les vallées latérales sont dirigées transversalement, soit d'un côté, soit de l'autre. Dans le tronçon transversal de Martigny à l'aval, ce sont les

vallées latérales, au contraire, qui sont longitudinales, au moins dans la dernière partie de leur cours.

La Vallée du Rhône présente un profil superficiel des plus typiques. Dans, la partie basse, proche du remplissage d'alluvion, les parois rocheuses offrent ordinairement une forte pente, si même elles ne sont pas escarpées. Les habitants, pour fuir le voisinage malsain de la plaine d'alluvion marécageuse, ont établi leurs demeures sur les cônes de déjection torrentiels formant éminence tantôt sur l'un tantôt sur l'autre côté de la vallée, bien que le voisinage de ces torrents sujets aux « ovaïles » ait plus d'une fois menacé de détruire les villages.

Au-dessus de la forte pente qui borde cette partie basse, la vallée présente de part et d'autre un élargissement déterminé par des terrasses dont on peut observer parfois plusieurs. C'est là que s'étalent non seulement la plupart des Mayens, mais aussi nombre de villages, jusqu'à 1500 m. et plus. Ces terrasses se succèdent parallèlement au fond de la vallée, elles sont donc en relation avec les causes qui ont créé celle-ci, soit l'érosion, qui a été actionnée simultanément ou alternativement par le cours d'eau et le glacier qui a pendant longtemps occupé la vallée. L'action érosive de l'eau et de la glace se manifeste fort différemment. L'eau creuse un sillon en forme de V ou de fente étroite ; le glacier élargit au contraire les vallées en démantelant les parois, il crée un fond plat et des parois escarpées. La présence des terrasses sur les flancs de la vallée indique un stade d'érosion glaciaire auquel a succédé un nouvel approfondissement par érosion fluviale. Mais les deux érosions peuvent agir simultanément, lorsque par exemple sous un glacier, le torrent, alimenté par les eaux de fusion et charriant d'autant plus de graviers — les outils du travail érosif — creuse une gorge étroite pareille à un trait de scie. C'est ainsi que doivent s'être formées les gorges du Trient, du Durnand, etc.

Nombre des vallées latérales du Rhône ont leur sortie au même niveau que la vallée principale (Viège, Borgne, Navizence) d'autres ont des chutes ou de fortes pentes avant leur entrée dans la grande vallée (Tourtemagne, Pissevache). Quelques-uns des affluents de la basse vallée doivent avoir leur sillon remblayé jusqu'à une certaine hauteur, par exemple la gorge du Trient dont le fond rocheux est situé probablement à une grande profondeur au-dessous du niveau de ce cours d'eau au sortir de la gorge.

Les mêmes formes qui caractérisent la vallée principale se retrouvent dans une certaine mesure aussi dans les vallées latérales, où l'on trouve le sillon étroit — souvent inaccessible et, à une certaine hauteur au-dessus, le ou les paliers latéraux prolongeant ceux de la grande vallée et s'élevant vers le haut des vallées. Le Val d'Il-liez et celui de Salvan sont sous ce rapport particulièrement typiques. Sur le cours de la grande vallée les terrasses de Mund, de Brigerberg, des Mayens de Sion, de Vermala-Lens et de Varone, etc. sont parmi les plus beaux exemples.

L'influence des glaciers diluviens a laissé encore d'autres traces que celles dues à l'érosion ; ce sont des dépôts morainiques qui n'apparaissent guère que sur les paliers ou terrasses que nous attribuons à l'érosion glaciaire. Dans les vallées latérales les amas morainiques sont parfois bien plus considérables, attendu que la présence du grand glacier refoulait dans les vallées accessoires les glaciers de ces dernières. Cette circonstance a motivé le dépôt de masses considérables de moraines de fond à l'intérieur de celles-ci. Lors du retrait des glaciers les torrents ont eu à déblayer ce remplissage en creusant leur nouveau lit. Mais bien souvent ce creusement se trouve à côté de l'ancien lit dans du rocher, et ce dernier existe alors encore aujourd'hui comblé de moraine. C'est le cas de la Vallée de la Dala entre Loèche-les-Bains et Rumeling, où le palier

de Bürchen-Bodmen-Milliud-Inden cache un ancien lit préglaciaire de la Dala entièrement comblé de moraine et d'éboulis, tandis que le nouveau lit est une gorge étroite qui rejoint le lit ancien en face de Tschinjeren.

La Vallée de la Morge est dans le même cas, sur une faible longueur. Mais c'est surtout la Vallée de la Borgne qui est remarquable sous ce rapport. Elle suit une gorge étroite depuis Euseigne à l'aval, tandis que le palier du Château et de Vex occupe l'emplacement d'un ancien lit rempli de moraine et de fluvio-glaciaire (alluvion ancienne) déjà constaté par Gerlach. Les fameuses pyramides des Fées d'Euseigne sont sculptées dans cette moraine, le palier entre Euseigne et le Château ayant été transformé en talus fort raviné. La jonction du nouveau et de l'ancien lit se voit sur la rive gauche en face de Longeborgne sous forme d'une étroite cheminée remplie de moraine. Presque dans chacune des vallées latérales se rencontrent de ces déplacements interglaciaires des sillons d'érosion. Même le Rhône n'en est pas privé. Ainsi la dépression entre la colline de Chiètres près de Bex et la paroi de Dailly est un ancien passage du Rhône, antérieur au creusement de la gorge actuelle. Il est rempli de moraine. Quant à cette dernière elle est probablement bien plus profonde que le fond du fleuve par suite du remplissage d'alluvion qui existe aussi bien en amont qu'en aval. Le même fait se reproduit pour la colline de St-Triphon et la dépression d'Ollon.

Ce qui précède montre 1^o que pendant leur grande extension les glaciers ont la tendance de remplir les vallées étroites creusées par l'eau au préalable; 2^o que c'est pendant et après leur retrait que le réapprofondissement a lieu. En conséquence le surcreusement des vallées et des bassins lacustres n'est pas l'œuvre du glacier, comme le soutient l'école des géographes de Vienne, mais c'est le travail de l'eau. Le glacier remplit et élargit! Cependant les glaciers avec forte pente peuvent excaver de

petits bassins au fond des cirques ou kars, tels que le lac bleu sur Binn, le lac du Grand St-Bernard et le Lago d'Avino (Monte Leone).

L'érosion glaciaire se trahit partout par les formes polies et arrondies connues sous le nom de « roches moutonnées », soit sur les flancs soit sur les cols (par exemple au Simplon). Entre ces collines moutonnées se trouvent des sillons d'érosion dont les plus profonds renferment des petits lacs (Lacs de roches moutonnées, par exemple ceux du col du Simplon). Les moraines ont déterminé par contre de nombreux lacs de barrage, par exemple celui de Champex.

On peut distinguer au point de vue orographique et géologique les groupes suivants dans les Alpes du Valais :

1. Les **Préalpes du Chablais valaisan**, comprenant le versant nord-est de l'arête qui sépare la vallée de la Dranse d'Abondance de la vallée du Rhône. Cette arête est découpée transversalement aux plissements des terrains. Comme ceux-ci sont de nature très variée et au surplus superposés en replis et écailles ou lames multiples, ayant en général un plongement vers le sud-est dans la moitié nord et nord-ouest dans la partie sud, il en résulte que cette arête est fort accidentée et offre des dentelures multiples, qui lui donnent un cachet particulier. Il est peu de régions qui laissent ressortir aussi bien les relations entre la géologie et le relief que cette arête allant du Grammont sur le Bouveret à la Pointe de Bellevue (Treveneusaz) sur Troistorrents ; l'aspect de ce profil, tel qu'il se présente d'un point situé au-dessus d'Aigle, est sous ce rapport absolument saisissant.

La hauteur des sommets se meut entre les cotes 2175 m. au Grammont, 2439 m. aux Cornettes de Bise, (point le plus élevé), 2099 au Signal de Linleux, 2001 m. à la Pointe d'Onnaz, enfin 2045 m. à la pointe de Bellevue et 1995 m. à la pointe du Corbeau. Des cols traversés par des sentiers la franchissent par les échancrures à des hauteurs variant entre 1700 et 1900 m.

Au sud-ouest du col de Morgins, 1375 m. que traverse une route carrossable, s'élève une arête limitrophe entre la France et la Suisse au pied de laquelle est enfoncée la sauvage vallée de Morgins. Elle présente une succession de dentelures entre 2200 et 2300 m. telles que les pointes de Gingea et de Chézery, d'où se détache l'arête qui de Patnaly qui se prolonge, toujours limitrophe, jusqu'au col de Coux.

Toutes ces montagnes du Chablais valaisan sont relativement peu escarpées, sauf les dentelures formées de roches dures, d'où se détachent ordinairement des arêtes latérales qui descendent de part et d'autre jusqu'au niveau des grandes vallées de la Drance et du Rhône.

2. Groupe des Dents du Midi. Le relief de cette haute masse de montagnes calcaires, reposant sur un socle schisteux, est mis en évidence d'une façon saisissante par la présence de la profonde entaille du Val d'Illiez qui suit exactement la limite entre les Préalpes et les Hautes Alpes. Ce groupe se compose en premier lieu de l'arête proprement dite des Dents du Midi dont les 5 sommets dépassent 3000 m. d'altitude ; la cime de l'Est a 3180 m. et la Haute Cime ou Dent noire 3260 m., mise en évidence par la dépression de Salanfe. L'entaille du Pas d'Encel, en forme d'étroite gorge, qui livre passage aux eaux du vallon de Susante sépare cette haute muraille de sa continuation, la Dent de Bonnavaux qui aboutit aux Dents Blanches sur territoire français, en face de la Tête Ronde de Bostan, 2408 m., qui surgit au pied de la haute arête. A ce groupe se joint le massif des Tours Sallières et du Mont Ruan avec 3227 et 3078 m. dont l'énorme escarpement, exposé vers le sud-est, domine les vallons d'Emaney et de Barberine. Sur le bord de ce dernier s'élève la pyramide formidable du Pic de Tanneverge, 2982 m., toute dénudée et découpée par l'érosion, d'où se détache au sud-est du col de ce nom, l'arête du Cheval Blanc, 2833 m.

3. La Chaîne dite des **Hautes Alpes calcaires du Wildhorn** est la continuation naturelle de celle des Dents du Midi-Tours Sallières. Elle va de Dents de Morcles jusqu'à l'Altels et comprend les Hautes Alpes vaudoises et la chaîne calcaire berno-valaisanne. Les sommets et les allures orographiques de ces montagnes présentent le même aspect que les montagnes du Groupe des Dents du Midi. Comme ici, les extrêmes sommets ne dépassent pas beaucoup 3000 mètres ; les glaciers appartiennent dans la région aux arêtes étroites du groupe de Morcles au type pyrénéen, comme dans le groupe des Dents du Midi, mais dans la chaîne bien plus large qui va des Diablerets au Wildstrubel, les vastes surfaces qui pénètrent dans la zone des neiges persistantes, ont permis le développement de glaciers ou champs de neige plus larges qui envoient leurs langues sur plusieurs versants ; ce sont des glaciers culminants ou de type scandinave, tels que les glaciers de Zanfleuron et de la Plaine morte du Wildstrubel.

Cette chaîne se divise en cinq groupes naturels, séparés par des entailles que traversent des passages muletiers à des altitudes bien supérieures à 2000 m.

a) **Groupe de Morcles.** Il ressemble par ses formes topographiques absolument à celui des Dents du Midi, dont il est l'équivalent le plus parfait, quoique un peu moins élevé, car ses sommets les plus hauts ne dépassent pas de beaucoup 3000 m. L'arête des Dents de Morcles, 2939 et 2980 m., s'avance comme un bastion vers l'angle de la vallée du Rhône et l'érosion a raviné son soubassement dans toutes les directions. Dans l'intérieur du groupe de Morcles existe un vallon à pente convergente, dont les deux torrents, celui de Nant et celui de La Vare, trouvent une issue latérale par la gorge des Plans, situation qui rappelle absolument celle du vallon de Susanfe dans le groupe des Dents du Midi. Il est délimité d'une part par les deux arêtes de Savoleire et d'Argentine, 2423 m. et dominé d'autre part par la haute

muraille dentelée qui va de la Dent de Morcles par le Muveran, 3061 m., jusqu'à Tête Pégnez, 2593 m. au-dessus du Col de Cheville. Au point culminant du Grand Muveran se détache l'arête horriblement escarpée du Haut de Cry, 2970 m. qui se dirige en arc de cercle vers l'est, puis vers le sud-est et se termine au-dessus d'Ardon au bord de la vallée du Rhône.

Le vallon de l'Avançon d'Anzeindaz et celui de la Lizerne (Val Triqueut ou Tricœur) reliés par le col de Cheville 2049 m., séparent le Groupe de Morcles de la section suivante.

b) Groupe des Diablerets. Son relief est tout différent; les assises de terrains constituant la haute paroi qui domine le Col de Cheville dessinent dans leur ensemble une gigantesque voûte, d'où résulte que la surface culminante n'est que peu sillonnée par l'érosion et c'est sur cette large voussure que prend naissance le glacier de Zanfleuron, dont la pente principale est dirigée vers la dépression du Col du Sanetsch. Cette section de la chaîne des hautes Alpes calcaires est peu longue et peu découpée. Sur son versant nord-ouest elle domine en majestueux gradins la haute vallée des Ormonts et le Col de Pillon; elle offre cependant deux superbes cirques d'érosion glaciaire, celui du Creux de Champ et celui d'Audon (Oldenalp). La région culminante est à 3246 m. à la pointe du Diableret, tandis que la pyramide de l'Oldenhorn n'a que 3124 m. La sortie du glacier de Zanfleuron vers le Col du Sanetsch se fait entre l'arête du Sanetschorn ou Mont Brun, 2946 m., et celle du Mont Gond, 2701 m., dont la pointe extrême, La Fava, domine le Sanetsch. Ce col, 2234 m., se trouve à l'endroit où les deux sillons d'érosion de la Sarine et de la Lizerne, descendant en sens inverse, prennent leur origine. C'est, comme le Col de Cheville, un enfoncement déterminé par un accident géologique, ainsi qu'il sera démontré plus loin.

c) Le **Groupe du Wildhorn** est au moins trois fois plus long que le précédent et offre cependant dans son ensemble des allures orographiques semblables. Le point culminant est au Wildhorn, 3264 m., qui domine de vastes champs de névés. Au pied Nord de ce sommet aboutit la profonde vallée de Lauenen, sillon jumeau de celle de Gsteig qui conduit au col du Sanetsch et bien que du côté Sud se trouve également un assez profond vallon d'érosion, la Combe d'Arbaz, c'est précisément le point le plus élevé qui se trouve sur la ligne de jonction de ces deux vallons. L'arête vertigineuse de Crêtabessa, 2716 m., se trouve entre la vallée de la Morge et la Combe d'Arbaz. Il y a dans cette section une tendance à la formation de vallons longitudinaux, tels que le vallon d'Iffigen sur le versant Nord sur territoire bernois, le vallon du Luchet, au pied du Rawilhorn, 2903 m. et la dépression que suit le col du Rawil, entre Armillon et la Grande Croix, 2410 m., que l'arête du Schneidehorn-Mittaghorn, 2797 m. et 2687 m. sépare du vallon d'Iffigen. Sur son débouché Nord, le Col du Rawil n'a pas de sortie naturelle; c'est un sentier descendant en lacets sur les corniches d'une paroi vertigineuse, qui conduit par Iffigenalp et le vallon de Poschenried à la Lenk et au Simmental; sur le versant Sud, par contre, c'est la gorge de la Liène qui livre accès à la dépression culminante du col.

d) Le **Groupe du Wildstrubel** forme une masse large et bien moins découpée que le segment du Wildhorn. Un large plateau neigeux, la Plaine morte, occupe la partie centrale, à une altitude peu au-dessous de 3000 m. que des sommets, plus élevés de quelques centaines de mètres, dominant soit au Nord, soit à l'Est. Tels sont le Wildstrubel, 3252 m., le Schneehorn, 3185 m., le Gletscherhorn, le Weisshorn, 2953 m. et le Todthorn, 2942 m. Sur son versant Nord le groupe du Wildstrubel est profondément entamé par le magnifique cirque de Siebenbrunnen, origine de la Simmen,

où se concentrent non seulement les torrents superficiels, mais aussi d'innombrables sources, dont quelques-unes sont alimentées par des eaux souterraines descendant du glacier de la Plaine Morte, entre autres une grande source trouble qui disparaît presque pendant l'hiver. Le même phénomène s'observe aussi sur le versant Nord de ce glacier culminant, ainsi que dans le voisinage du col du Sanetsch.

L'extrémité Est de ce groupe prend des allures orographiques plus compliquées, car on s'approche de la région où surgit le massif cristallin de l'Aar. Les terrains calcaires du socle du Wildstrubel s'arrêtent en paroi vertigineuse au-dessus de la combe de Loèche-les-Bains, d'où l'on atteint, en gravissant cette haute paroi, dépression oblique de la Gemmi, 2329 m., qui suit la ligne d'affleurement des couches redressées vers le Sud-Est; cette dépression est donc longitudinale, ainsi qu'un second vallon, celui d'Ueschinen qui s'ouvre également dans la vallée de Kandersteg. La continuation naturelle de la masse du Wildstrubel sur territoire bernois est le chaînon du Lohner qui s'élève au delà du superbe cirque de l'Engstligenalp. Il se relie au Wildstrubel par le Steghorn.

e) Le *Groupe de l'Altels* qui s'élève au Sud-Est du col de la Gemmi, ne forme plus qu'une étroite ceinture calcaire qui contourne le bord du massif cristallin de l'Aar, entre la vallée du Rhône et la vallée de Gasteren. Elle forme deux sections : celle qui représente la masse principale entre la Gemmi, le Gasterental et le Lötschenpass, 2965 m., renferme les sommets de l'Altels, 3636 m. et du Balmhorn, 3712 m., points les plus élevés que les terrains calcaires atteignent dans cette partie des Alpes ; la section Sud, séparée de la première par la dépression de la Fluhalp, sur Loèche-les-Bains, est celle du Torrenthorn, 3003 m., qui couronne sur un socle de terrains cristallins l'arête entre la vallée de la Dala et la gorge de la Lonza, sortie du Lötschental. Le groupe de l'Altels a comme suite au Nord-Est du Gasterental le groupe du Doldenhorn-Blümlisalp.

Les groupes de montagnes que nous venons de parcourir rapidement forment ce que nous pouvons appeler les Alpes calcaires du Valais. Les groupes suivants sont sur terrain cristallin, soit roches granitiques, gneissiques ou schisto-cristallins (cristallophylliens). On aurait tort cependant de déduire de cette dénomination que tous les terrains de cette partie du Valais soient de cette nature. Ainsi que nous le verrons, il y a d'importantes intercalations de roches de nature calcaire ou calcaire-schisteuse. Si donc nous conservons dans cette esquisse orographique cette dénomination, c'est parce que la prédominance de terrains cristallins a une influence telle sur les formes orographiques que le caractère du paysage se trouve forcément influencé. De plus, il y a entre les régions exclusivement calcaires et schisteuses et les Alpes cristallines des lignes de démarcation orographiques si nettes que l'œil le moins exercé en est forcément frappé aussi bien par l'aspect différent des formes d'ensemble que par les détails. Ainsi le contraste des terrains de part et d'autre du Lötschenpass est aussi frappant que celui que présentent les deux versants du vallon d'Emosson ou ceux du col de Barberine, sans compter que ces lignes de démarcation sont des plus nettement accusées dans le relief.

4. Le **Massif de l'Aar** est pour ainsi dire juxtaposé à la chaîne calcaire berno-valaisanne, ses terrains en position verticale ou en éventail, surgissent au-dessous du manteau calcaire et viennent former cette haute masse montagneuse qui est à partir du Lötschenpass presque complètement débarrassée de roches calcaires. Le haut Lötschental divise le massif cristallin en deux branches : l'arête du Hockenhorn-Petersgrat-Breithorn, 3784 m., au nord, se prolonge jusqu'à la Jungfrau, 4167 m., tandis qu'au sud se poursuit une autre arête par le Bietschhorn, 3953 m., jusqu'au sommet central de l'Aletschhorn, 4198 m., que contourne dans un profond sillon le grand glacier d'Aletsch. Dès cette

vallée glacée vers le nord-est, le massif n'est plus guère profondément entamé par l'érosion. Les enfoncements de sa surface sont partout comblés de névés alimentant d'innombrables courants glacés qui se déversent dans toutes les directions, séparés seulement par d'étroites arêtes rocheuses dans les crêtes tranchantes témoignent de l'action particulière de la glace qui est de travailler latéralement en démantelant la surface du terrain, sans approfondir dans la même mesure les alvéoles qui lui servent de lit. Au milieu de ce désert de glace surgissent ainsi les arêtes des Viescherhörner, 4016 m., le Finsteraarhorn, 4275 m., d'où part l'arête limitrophe entre Berne et Valais qui descend par le Siedelhorn à la Grimsel, 2165 m. Au delà de ce col, le Massif de l'Aar se continue encore sur territoire bernois et uranais; le dernier sommet valaisan limitrophe est le Dammastock, 3633 m.

5. Les Alpes cristallines du Sud se composent de trois sections :

a) Les massifs du Luisin-Arpille et du Trient.

Cette région est resserrée entre les Alpes calcaires du groupe des Dents du Midi et la vallée d'Orsières-Col du Lens.

Les terrains cristallins de la première zone surgissent manifestement du soubassement des Dents du Midi et le socle de la Dent de Morcles-Grand Chavalard en fait partie. Ils forment deux masses : celle qui renferme le sommet du Salentin, 2495 m., le Luisin, 2786 m. et le Fontanabran, 2697 m., se continue jusqu'à la frontière suisse au Col du Vieux, segmentée par les ravins de Barberine et d'Emaney, constamment séparée de la masse d'Arpille, 2082 m., par le ravin du Trient et de l'Eau noire. Cette dernière masse cristalline n'a qu'une faible importance et se confond avec la zone du Luisin pour former sur territoire français le massif des Aiguilles-Rouges.

Le massif du Trient a une bien plus grande importance et se soude directement au haut massif cristallin du Mont-Blanc, dont il est d'ailleurs la terminaison Nord-Est. Il est resserré entre le Val Ferret, arrosé par la Drance, et la dépression Col de la Forclaz-Col de Balme, 1523 et 2204 m. Il est divisé en trois segments, dont la partie principale a comme point culminant l'Aiguille d'Argentière, 3905 m., située sur la frontière suisse au milieu de vastes glaciers. La deuxième section, bien plus restreinte, est délimitée par le vallon de Champex et le coude de la Drance, entre Orsière, Sembrancher et le Borgeau; elle forme une pyramide triangulaire que couronne la pointe du Catogne, 2579 m. Enfin la troisième partie est représentée par un segment presque rudimentaire, le Mont-Chemin, dont le point culminant, la Tête des Econduits, est à 1449 m., attestant que les terrains cristallins vont ici en s'enfonçant vers le Nord-Est, comme c'est aussi le cas pour ceux du Luisin. De l'autre côté du Rhône, on ne trouve plus que des terrains calcaires, sur le prolongement de la direction du massif cristallin. Dans l'un et l'autre de ces deux massifs les terrains sont presque verticaux, comme dans celui de l'Aar.

b) Masses cristallines du Valais méridional.

C'est toute la vaste région entre le Val Ferret et l'Ofenhorn qui constitue ce groupe. Son caractère distinctif réside dans la superposition de terrains de nature cristalline et de roches schisteuses, si bien que la configuration extérieure est bien différente de celle des massifs du genre de celui de l'Aar ou du Mont-Blanc. Cette disposition des terrains a eu pour conséquence de permettre une action bien plus accentuée de l'érosion qui a produit des vallées longues et profondes dans ce complexe de terrains entassés jusqu'à une très grande hauteur. Il faut relever en outre que le long de la zone limitrophe entre la région des chaînes calcaires du Nord et les massifs cristallins du Sud se trouve une épaisseur, parfois très

grande, de terrains de sédiments, dits schistes lustrés, qui contribuent grandement à modifier l'aspect orographique de la partie basse de cette région alpine.

Le caractère essentiel et particulier de cette section longue de plus de 100 kilomètres sur territoire valaisan seul et large par places de plus de 40 kilomètres entre l'arête limitrophe italo-suisse, c'est de constituer dans son ensemble une haute arête culminante, celle que suit la frontière suisse et d'où partent vers le Nord des arêtes latérales qui dépassent parfois sur une certaine longueur la hauteur de la chaîne principale ; les vallées qui les séparent sont toutes très profondément entaillées, situation qui ne se rencontre dans aucun des massifs du genre de celui de l'Aar ou du Mont-Blanc. A l'exception de la partie inférieure de la vallée de la Drance, qui subit une inflexion en forme de Z entre Orsières et Martigny, toutes ces coulières latérales à celles du Rhône s'ouvrent presque sans déviation dans cette dernière, en se réunissant cependant parfois deux par deux, comme par exemple celles d'Hérens et d'Hérémente, ainsi que les vallées de la Viège. On distingue de ce chef un certain nombre de massifs ou arêtes intermédiaires entre ces sillons d'érosion : en voici l'énumération sommaire :

Entre le Val Ferret et le Val d'Entremont se trouve le chaînon de Ferret, formé entièrement de terrains schisteux et dont aucun sommet n'atteint 3000 m. Entre la dernière vallée et celle de Bagnes s'élève, à l'Est du Grand St-Bernard, le massif du Combin, dont le point culminant, le Grand Combin, a 4317 m. De grands glaciers en descendent dans toutes les directions. Au point de départ des vallées d'Hérens et d'Hérémente s'élève le massif d'Arolla, couvert de glaciers plus puissants encore que les précédents. Au centre s'élève le Pigne d'Arolla, 3801 m., et dans le voisinage le Mont Blanc de Cheilon, 3871 m., et la pyramide de gabbro du Mont-Collon, 3644 m.; ils dépassent en hauteur la plupart des points de l'arête faisant limite au

Sud, entre la Suisse et l'Italie. Cette surface est constituée par une masse de gneiss très résistante, le gneiss d'Arolla qui dessine sur cet emplacement une cuvette et repose sur une soubassement schisteux, dans laquelle les trois vallées qui en descendent se sont profondément entaillées; cette situation a également motivé la direction Sud-Ouest du glacier d'Otemma qui suit exactement cette coulère naturelle et explique l'isolement et la hauteur des sommets situés plus au Nord. De ce massif se détachent vers le Nord trois arêtes : celle du Mont Pleureur, 3706 m., de la Rosa Blanche, 3348 m. et du Mont Fort, 3330 m., va rejoindre en se dirigeant vers le Nord-Ouest la Pierre-à-Voir, 2476 m.; il s'en détache les deux arêtes accessoires qui bordent la vallée de Nendaz. Le massif de la Pointe de Vouasson, 3496 m., s'introduit entre les vallées d'Hérémence et d'Hérens, tandis que le groupe des Grandes Dents, 3676 m., s'avance entre les deux branches supérieures du Val d'Hérens.

Entre le Val d'Hérens et la vallée de St-Nicolas, se place la vaste région glacée de la Dent Blanche; le Val d'Anniviers y prend son origine, de même que le Val de Tourtemagne. Il est remarquable de constater que la première présente également une bifurcation dans sa partie supérieure. La Dent Blanche, 4364 m., forme le point central de cette région, tandis que c'est au Weisshorn, 4512, qu'elle culmine.

Sur l'arête formant limite s'élèvent la Dent d'Hérens, 4180 m., le Cervin, 4505 m., puis, en contournant le fond de la vallée de Zermatt, les hauts sommets qui couronnent le massif dit du Mont-Rose, dont le Lyskamm, 4478 m., et la Pointe Dufour, 4638 m., sont les plus élevés.

Près du Weissthor, 3612 m., passage s'ouvrant sur la frontière même, s'élève le Strahlhorn, 4191 m., qui est le premier sommet de la haute arête des Mis

chabel, laquelle s'introduit entre les vallées de Saas et de St-Nicolas. Son point culminant est le Dom, 4554 m. Le chaînon du Fletschhorn enfin s'élève entre la vallée de Saas et le col du Simplon et culmine au Weissmies, 4031 m. L'étroite ravine du Nanzerthal en descend vers la vallée du Rhône, en divisant l'arête intermédiaire en deux, le Gebüdem et la crête du Magenhorn-Glishorn.

A partir du Col du Simplon, 2010 m., la configuration orographique générale se modifie complètement. A part la vallée de la Saltine, il n'y a plus de sillons d'érosion dirigés normalement à la vallée du Rhône. Une profonde vallée, celle de la Diveria, ou du Krummbach, dont les eaux se déversent vers le Pô, se rapproche énormément de la vallée du Rhône, si bien que la ligne de partage des eaux est à 12 kilomètres à peine de ce dernier. C'est du côté du versant Sud que la chaîne valaisanne est cette fois sillonnée de vallées transversales, tandis que sur le versant Nord on constate la tendance à la formation de vallées longitudinales, telles le Steinental, le Jaffischtal, le Mettental et le Binntal. Entre ces deux systèmes de vallées se développe l'arête très sinueuse et irrégulière qui va du Hübschhorn, par le Monte Leone jusqu'à l'Ofenhorn et que suit la frontière suisse.

La première partie est le massif du Monte Leone, 3561 m., que le Kaltwasserpas sépare de l'arête du Wasenhorn; de là la frontière, ainsi que la ligne de partage des eaux passe par le Bortelhorn, 3191 m., le Hüllehorn, le Helsenhorn, 3274 m., jusqu'à la masse élevée et plus large de l'Ofenhorn, 3242 m. La ligne de partage est parfois à moins de 10 kilomètres du Rhône, formant ainsi un contraste singulier avec ce qui a été constaté dans la longue section entre le Grand St-Bernard et le Simplon. Cette situation est le résultat de la disposition toute différente des masses gneissiques dans la région du Simplon, ainsi que nous le verrons dans la description tectonique.

Le creusement de vallées latérales parallèles à celle du Rhône et qui s'ouvrent dans celle-ci par des cluses étroites, est déterminé par la présence d'une zone très puissante de schistes (schistes lustrés), laquelle acquiert une largeur croissante à partir de Viège; bientôt elle s'élève en une arête indépendante, celle du Bettlihorn, 2962 m., que l'on retrouve aux Strahlgräte, 3207 m., et forme encore le Blindenhorn, 3284 m.; puis elle se continue par le col de Nufenen, où elle passe sur territoire tessinois.

Entre ces collines et arêtes aux formes arrondies que constitue cette zone schisteuse et la vallée du Rhône s'introduit encore en amont de Mörel, une zone cristalline qui appartient au

c) *Massif du St-Gothard.* Les terrains de ce massif surgissent en position verticale, du milieu des terrains schisteux qui forment près de Grengiols tout le fond de la vallée du Rhône. Ils forment d'abord l'Aernergalen, 2480 m., puis, en s'élargissant et en s'élevant de plus en plus, ils constituent les sommets du Brodelhorn, 2780 m., des Galmihörner, 3000 m. et enfin le Pizzo Rotondo, 3194 m. Par ses formes orographiques cette partie des Alpes valaisannes contraste d'une façon très tranchée avec les zones voisines du côté Sud-Est.

II. LES TERRAINS DES ALPES VALAISANNES.

(Stratigraphie).

Avant d'aborder l'étude de la situation tectonique des terrains qui édifient les Alpes du Valais, il est indispensable de passer en revue, d'une manière sommaire, la succession des couches de sédiment, ainsi que la composition des massifs cristallins qui jouent un rôle si important dans cette région.

On admet en général et avec raison, que les terrains cristallins qui apparaissent au milieu des Alpes, sont plus anciens que les terrains sédimentaires, qu'ils en forment le soubassement et ont préexisté avant la formation des couches stratifiées qui sont le produit de précipitations dans l'eau des océans ou des lacs. Cette distinction est facile, lorsqu'on a à faire à des terrains n'ayant subi aucune action mécanique de dislocation. Mais les Alpes valaisannes sont précisément une des régions dans laquelle les terrains ont subi des effets de compression, de lamination et d'écrasement extrêmement énergiques, si bien que des roches primitivement sédimentaires indubitables, sont devenues cristallines à leur tour, cela d'autant plus complètement que les dislocations et les superpositions des terrains les uns sur les autres en épaisseur considérable, ont modifié les conditions thermiques. On sait que la haute température est un agent minéralisant puissant. Dans ces conditions l'assimilation de terrains de sédiment à des roches d'apparence cristalline peut devenir presque complète. Parmi les terrains cristallins originels, il en est de deux sortes. Les uns appartiennent au groupe primitif, attribué à la couche de consolidation primordiale de la terre. On peut considérer comme tels les *gneiss ordinaires*. Mais il y en a d'autres qui sont certainement *éruptifs* et qui ont pénétré dans les couches préexistantes ou se sont épanchés même jusqu'à la surface, en s'intercalant aux couches sédimentaires. Or, les unes et les autres de ces roches ont dans la région qui nous occupe subi la même influence qui a transformé les sédiments : ils ont pu recristalliser et prendre l'aspect des sédiments transformés et « métamorphosés ».

La complication qui en résulte est facile à entrevoir, et il est bien difficile de débrouiller ce complexe de roches primitivement différentes et devenues semblables, ou primitivement semblables et devenues différentes. Le caractère prédominant de ces roches modifiées par la

pression et les agents métamorphiques est une structure schisteuse jointe à une texture cristalline, d'où le nom collectif de roches « cristallophylliennes » ou de *schistes cristallins* qu'on leur a donné. Mais une nomenclature n'est pas une solution du problème, lors même que pour le but d'une description, nous pouvons, puisque les circonstances nous y obligent, nous contenter de cette issue provisoire. Déjà Gerlach, un des premiers, avait reconnu que nombre de formations de ce genre qui se rencontrent dans les Alpes valaisannes devaient cacher sous leur aspect cristallin une origine sédimentaire; et il leur avait attribué le nom de *schistes métamorphiques*. Nous savons aujourd'hui qu'une partie de ces schistes métamorphiques sont certainement l'équivalent des schistes argileux et calcarifères connus sous le nom de *schistes lustrés* et qui sont d'âge jurassique, s'ils ne sont pas en partie plus récents encore. Ainsi l'opinion de Gerlach s'est trouvée entièrement confirmée. Mais parmi les roches que nous devons ranger dans le groupe cristallophyllien, il s'en trouve qui pourraient parfaitement appartenir à des formations sédimentaires plus anciennes que les schistes lustrés, soit paléozoïques.

M. Grubenmann, dans son traité des schistes cristallins, a fait faire à ce problème un puissant pas qui nous rapproche déjà sensiblement de la solution. Il établit une classification d'après la composition chimique, comme paraissant être la seule base solide et toujours facile à établir, en faisant intervenir la structure et la composition minéralogique ensuite. Il admet, suivant le degré de métamorphisme, trois zones correspondantes à des profondeurs de plus en plus grandes, en raison de l'action plus prononcée du métamorphisme avec la profondeur au-dessous de la surface.

Je ne puis que mentionner ici cet acheminement vers une classification des terrains cristallins, sans pouvoir encore l'appliquer systématiquement dans ce qui va suivre, attendu que les recherches dans ce but ne sont encore qu'à peine commencées.

Nous aurons donc à distinguer dans les Alpes du Valais :

1. Des terrains sédimentaires non métamorphiques ou n'ayant subi que des modifications mécaniques (pas de recristallisation). C'est le cas dans les Préalpes et les Hautes Alpes calcaires.

2. Des terrains sédimentaires avec métamorphisme mécanique considérable et recristallisation plus ou moins avancée, n'ayant pas détruit leur caractère sédimentaire. Ils sont pour la plupart mésozoïques ou peut-être carbonifères, (type des schistes lustrés).

3. Des roches cristallines schisteuses pouvant appartenir, soit à des roches des formations cristallines primitives, soit à des roches éruptives et à des sédiments complètement recristallisés, sans qu'il soit possible de faire la part de chaque catégorie. (Roches cristallophylliennes, schistes cristallins).

4. Des roches cristallines massives d'origine éruptive et non métamorphiques, telles que des granits, porphyres, gabbros, etc., elles forment des masses étendues ou des filons.

Série des terrains sédimentaires.

(Voir le tableau hors texte).

Tertiaire ou Cénozoïque.

Terrains quaternaires ou tertiaires récents.

a) *Récent.* Alluvions des torrents, alluvions lacustres, moraines de glaciers actuels et de glaciers récemment retirés, éboulis actuels et préhistoriques postglaciaires. Sables et limons éoliens (Loess) de la Vallée du Rhône.

b) *Diluvien.* Formations accomplies pendant l'extension des glaciers diluviens. Moraines déposées sur le fond et le flanc des vallées, soit pendant les grandes extensions, soit surtout pendant la phase de retrait.

Terrains tertiaires anciens.

Miocène ou formation de la Mollasse. N'existe pas dans la région valaisanne à fleur du sol, mais peut-être au dessous du niveau du Léman, sous le massif du Grammont.

Mollasse rouge (Oligocène) forme le soubassement des Préalpes du Chablais. On voit près de Bouveret et jusqu'à St-Gingolph, ces couches marneuses et sableuses de couleur rouge et localement grise, s'enfoncer sous le massif du Grammont et réapparaître dans le Val d'Illiez, où elles offrent un développement important entre Troistorrents et Choëx, sur les deux rives de la Vièze. Elles ont fourni des restes de végétaux qui attestent leur âge et renferment ici, comme près du Bouveret, des feuillets peu épais et de petits amas de charbon.

Flysch. Ce terrain existe aussi bien dans les Préalpes que dans les Hautes Alpes. Il est de composition tant schisteuse que gréseuse, tantôt avec prédominance de l'un, tantôt de l'autre de ces faciès. Le nom de Flysch est emprunté à un terme usuel dans le Simmenthal, désignant des terrains ayant tendance à glisser, soit par suite de leur transformation en masse argileuse glissante, soit par la formation de plaquettes qui glissent les unes sur les autres.

Dans les Préalpes, notamment du côté vaudois, le Flysch est caractérisé, dans une certaine région intermédiaire entre les Hautes Alpes et les chaînes calcaires des Préalpes médianes, par la présence de couches de brèche à gros blocs et galets, parmi lesquels se rencontrent des roches cristallines, telles que granits, gneiss, porphyres et micaschistes, à côté de calcaires et de marnes parfois très tendres. L'origine de cette formation est encore énigmatique. Elle se retrouve sur tout le bord Nord des Alpes, depuis la région d'Annecy jusque dans les Alpes orientales. Mais les matériaux cristallins se

rencontrent seulement par amas comme aux Ormonts et dans la région du Niesen. Dans le Chablais valaisan, ces terrains à matériaux cristallins devraient se retrouver dans le Val d'Illeiez qui est placé dans une situation analogue à la zone des Ormonts. Tout le soubassement de la chaîne des Dents du Midi est formé de Flysch ; mais cette formation y est, par sa nature, schisteuse et sableuse. Ce n'est que dans la partie élevée, au sommet de la Dent de Vallerette, que se rencontrent des grès grossiers à matériaux cristallins, de même qu'au Col de Coux. Cependant ce Flysch est, par sa nature schisteuse et sableuse, passablement différent de celui du Niesen, tel qu'il existe aux Ormonts. Il renferme comme seuls fossiles des *Fucoïdes* et des *Helminthoïdes*. Il en est de même du Flysch qui forme le versant Nord-Ouest du Val d'Illeiez. Ici la succession des niveaux est très nette. A la base du Flysch se trouve une certaine épaisseur de schiste, puis viennent des bancs épais de grès gris que l'on exploite comme pierre de taille, ici comme dans d'autres parties de la vallée. Les grès gris du Val d'Illeiez alternent avec des schistes gris feuilletés. Sur les grès suivent des schistes marneux très délitables qui passent, en devenant plus durs, aux schistes qui précèdent la Mollasse rouge.

Dans les autres parties des Préalpes le Flysch forme entre les chaînes calcaires encore plusieurs zones et y présente les mêmes allures qu'au Val d'Illeiez. La plus large est la *zone médiane* qui commence au-dessus de Vionnaz et se prolonge par les pâturages de Recon et de Conche. On y trouve les mêmes *Fucoïdes* et *Helminthoïdes* qu'au Val d'Illeiez. Le Vallon de Savalné et même le pli synclinal du sommet des Cornettes de Bise renferment encore des schistes et grès en bancs minces du Flysch. Enfin, il y a du Flysch tout à fait semblable entre les affleurements de Mollasse rouge du Bouveret et de St-Gingolph, entre le Fenalet et le Cudrey, où l'on exploite des grès durs.

En dehors du territoire valaisan, les Préalpes du Chablais renferment encore une masse de Flysch très importante allant des Allinges par les Voirons jusqu'à la vallée de l'Arve, où réapparaît la Mollasse rouge près de Bonneville. Ces formations supportent, comme au Bouveret, les terrains calcaires des chaînes du Chablais. Cette zone de Flysch est l'équivalent de celle des Pleïades-Gurnigel, sur la rive Nord du Léman. Mais elle a disparu entièrement dans la région valaisanne, car elle devait occuper, avec plusieurs des plis calcaires placés au Nord-Ouest du Grammont, la partie méridionale du Haut-Léman. Les terrains sont les mêmes que ceux de la zone du Gurnigel ; on y trouve les mêmes fucoides dans les schistes et grès fins et les mêmes poudingues et brèches avec roches cristallines (granits à feldspath vert ou rose, gneiss, porphyres) à côté de nombreuses roches sédimentaires (calcaire jurassique, grès et schistes carbonifères, schistes et calcaires dolomitiques du Trias).

L'âge du *Flysch* a été souvent débattu, de même que son mode de formation. Sa situation au-dessous de la Mollasse rouge qui renferme des plantes d'âge oligocène atteste que cette formation ne peut être que de l'Oligocène inférieur ou de l'Eocène supérieur. C'est le point de vue qui a prévalu jusqu'ici. D'après une étude récente de M. Arnold Heim, les couches à Nummulites des Hautes Alpes qui servent de substratum au Flysch, appartiendraient à la base de l'Eocène moyen, et la plus grande partie du Flysch serait également de l'Eocène moyen ; le Flysch supérieur seulement appartiendrait à l'Eocène supérieur. Cette classification est assez logique ; cependant, elle se heurte contre le fait que le grès de Taveyannaz, dont il va être question, renferme une flore oligocène ; d'autre part, la constatation de la présence de *Nummulites* dans le Flysch des Voirons et des Ormonts prouverait bien l'appartenance de cette formation au Nummulitique. La question n'est d'ailleurs pas aussi simple qu'elle en a l'air. Car le Flysch paraît reposer sur divers

terrains plus anciens, Crétacique, Jurassique et Trias, d'où la supposition qu'une partie du Flysch pourrait bien être même crétacique et jurassique dans certaines régions des Préalpes (région du Niesen).

Dans les Hautes Alpes calcaires, entre les Dents du Midi et le Balmhorn, le Flysch est uniformément superposé aux couches à Nummulites qui appartiendraient, ainsi qu'il vient d'être dit, à l'Eocène moyen (Lutétien inférieur). L'âge éocène ou tout au plus oligocène inférieur de cette formation n'est donc pas douteux dans toute cette région. La nature lithologique est la même que dans les Préalpes ; il se présente sous forme de schistes à fucoïdes et de grès en bancs minces. Mais affleurant entre les plis superposés ou dénudés des formations plus anciennes, il a souvent été fortement réduit ou a disparu par l'effet de l'érosion.

L'*origine du Flysch* est encore énigmatique. C'est certainement une formation marine, ainsi le prouvent les algues (fucoïdes) qui n'y manquent presque jamais. Les matériaux qui le composent et la stratification régulière caractérisent cette formation comme résultant de l'apport dans le bassin de sédimentation de débris charriés provenant de terres fermes ayant existé du côté du Sud-Est, car le Flysch n'existe pas au N.-W. du plateau miocène. Ces matériaux ont dû se stratifier sous l'action de courants marins. Mais la difficulté est d'expliquer les débris de grand volume et surtout les roches cristallines de provenance lointaine (blocs dits exotiques) qui se trouvent dans la zone extérieure et interne des Préalpes, à côté de débris très tendres que le transport par l'eau n'aurait pas pu conserver. On a invoqué leur transport par des glaciers et des glaces flottantes, ou encore la chute d'éboulements au cours des dislocations en partie sous-marines. Il a même été fait appel à des éruptions volcaniques sous-marines qui auraient projeté dans la mer ces débris arrachés du sein de l'écorce terrestre ; des émanations gazeuses délétères devaient expliquer la rareté des restes

d'animaux d'une part et l'accumulation de ceux-ci en certains endroits (poissons du Flysch de Glaris). Cette dernière explication est certainement de pure imagination ; par contre l'une ou l'autre, ou bien la concurrence des deux précédentes pourraient satisfaire, en attendant une solution définitive, car les preuves font encore complètement défaut.

Il nous reste à mentionner, dans le Flysch des Hautes Alpes, une formation bien singulière : le *grès de Taveyannaz*, roche sableuse verte à taches plus claires. Elle forme dans les Hautes Alpes vaudoises les environs de l'Alpe de Taveyannaz, où elle remplace entièrement le Flysch, en venant en contact direct avec le Nummulitique. Sa composition minéralogique a fait envisager cette roche comme un tuf éruptif ; d'autre part elle est en relation intime avec le Flysch et se trouve parfois en alternance avec des grès ordinaires et des schistes de ce terrain. A côté du type vert ou moucheté qui se rapproche d'un tuf diabasique ou andésitique, il y a des variétés qui renferment des débris labradoritiques, granitiques, pegmatitiques, de micaschistes, d'amphibolite ou encore de roches sédimentaires. Ces dernières forment le passage aux grès ordinaires du Flysch. On ne connaît dans toute la région d'extension du grès de Taveyannaz, soit les Hautes Alpes calcaires, dès la région d'Annecy jusque dans la région de Glaris, aucune trace d'éruption volcanique contemporaine à cette formation. Ce fait et sa relation indéniable avec le Flysch nous forcent à voir dans ces grès une origine identique au Flysch, avec la seule différence qu'aux éléments granitiques, cristallophylliens et sédimentaires se sont associés, jusqu'à exclusion de ceux-ci, des débris de roches éruptives basiques, andésites et labradorites, dont l'éruption n'a pas même besoin d'être contemporaine de la sédimentation de ce grès. L'apparition de ces matériaux de roches éruptives basiques n'est pas en contradiction avec le caractère du Flysch, dans lequel les autres roches cristallines sont

également cantonnées en zones ou districts. Mais les causes de cette répartition, due sans doute au mode de transport, sont encore à définir.

Formation nummulitique. Ces couches sont le mieux connues dans la région des Dents de Morcles et des Diablerets, M. Renevier y distingue (de haut en bas) :

- a) Schistes nummulitiques supérieurs avec petites Nummulites.
- b) Calcaire à petites Nummulites.
- c) Grès nummulitique.
- d) Couche à Cérithes et Miliolites ; nombreux mollusques.
- e) Marne d'eau douce et charbon.
- f) Couche à grandes Nummulites.

Cette dernière couche est la plus épaisse (32 m.).

Au pied de l'arête des Dents du Midi les couches nummulitiques ont la composition suivante :

Bancs calcaires et schistes 20 à 30 m.

Marnes schisteuses foncées et bancs calcaires avec nombreux fossiles ; couche à Cérithes, 20 à 25 m.

Calcaire noir, sans fossiles, 25 à 30 m.

La région entre le Sanetsch et le Wildstrubel offre la série suivante (d'après M. Lugeon) :

Schistes nummulitique sans fossiles.

Couche à petites Nummulites.

Couche à Cérithes.

Couche à grandes Nummulites (*Nummulina complanata*).

Dans la région de la Gemmi, j'ai constaté au-dessus du Daubenhübel :

- a) Schistes nummulitiques sans fossiles (schiste à *Globigérines* de M. Lugeon ?).
- b) Alternances trois fois répétées de calcaires à *Lithothamnies* et de grès quartzitiques durs, 25 m.
- c) Sidérolithique reposant sur l'Urgonien.

M. Lugeon indique sur un autre point, entre le Sidérolithique et les couches à Lithothamnies, des calcaires gris schisteux à fossiles écrasés (3 m. 20) qui seraient l'équivalent du niveau à *Cerithium Diaboli*, reposant sur un calcaire noir à polypiers.

On voit donc que sur une faible distance la composition de ces couches peut se modifier profondément, ce qui peut avoir lieu d'une manière plus considérable encore sur de plus grands espaces, ainsi qu'il ressort des données qui précèdent.

L'*Eocène inférieur* ou *Paléocène* manque dans toutes les Alpes calcaires, au moins comme formation marine; car, selon toute apparence, cette région fut émergée et formait une terre ferme à partir du Crétacique supérieur. Ce fait ressort de la présence de couches d'eau douce aux Diablerets, au-dessous d'une couche de charbon minéral et reposant sur une formation bien plus répandue dite sidérolithique. Nous reviendrons sur celle-ci.

Ces couches limnales quoique superposées au sidérolithique sont bien plus récentes, car au pied de la Dent de Morcles (Roc Champion) elles sont intercalées entre la couche à grandes Nummulites et le niveau à Cérithes. Les fossiles qu'elles contiennent sont ceux de l'Eocène moyen. (*Limnæa longiscata* et *fusiformis*, *Planorbis pseudammonius*).

Sidérolithique. Cette formation se compose de grès et d'argilites (bolus) ferrugineux contenant souvent des grains de fer pisolithiques, comme dans le Jura, mais dans un état considérablement modifié par la pression. Elle est accompagnée de brèches et de poudingues, dont les matériaux sont empruntés aux couches du substratum. Ces couches sont mal stratifiées et se succèdent sans ordre. Le contact avec le substratum est irrégulier et les brèches et les bolus pénètrent dans des excavations de ce dernier, qui n'a pas toujours le même âge.

Au pied des Dents Blanches, dans le vallon de Bostan, ce sont des grès siliceux ferrugineux, accompagnés de brèche calcaire, dont le grès forme le ciment, ou qu'il englobe, reposant sur les couches du Crétacique supérieur. Ces dernières ont fourni les matériaux de la brèche. Au pied de la Dent d'Antémoz le grès sidérolithique est en contact avec le Crétacique moyen et au pied de la Haute cime des Dents du Midi, il touche à l'Urgonien très réduit. Aux Diablerets c'est encore l'Urgonien qui en forme la base, de même qu'à la Gemmi.

Il résulte de ces faits que cette formation est transgressive, par suite de l'érosion qui a accompagné sa formation, érosion dont elle est elle-même le résultat. Ces sables et argiles ne sont autre chose qu'une « terra-rossa » ou formation latéritique, formée pendant la phase d'émersion paléocène. Ils représentent les résidus insolubles restant après la dissolution des calcaires du Crétacique supérieur et moyen ou de l'Urgonien. Les couches sableuses du Crétacique moyen ont fourni la plupart des grès siliceux. La forme inégale de la surface du substratum est une démonstration évidente de ces phénomènes. Ce furent des surfaces « lapiazées », comme le sont actuellement le Karst et les Alpes calcaires.

Secondaire ou Mésozoïque.

Terrains crétaciques.

Crétacique supérieur. (Sénonien). Cette formation qui est représentée dans la subdivision stratigraphique par quatre étages bien distincts, ne peut pas être subdivisée de même dans nos Alpes.

Dans les Préalpes, c'est une formation très remarquable, composée de couches calcaires ou schisteuses,

dites « couches rouges » qui en tient lieu. Ce nom est dû à la couleur rouge pourpre à rouge brique qui caractérise la plus grande partie ; mais il y a aussi des couches grises et verdâtres. Cette dernière couleur est souvent associée à la rouge, en donnant au terrain un aspect bariolé. On n'y a pas encore trouvé dans le Chablais autre chose que d'innombrables foraminifères (*Nonionines*, *Textulaires*, *Pulvinulines*, *Lagena*, etc.). C'est donc une sorte de vase à foraminifères comparable à la vase à Globigérines des mers actuelles. Les fossiles (Oursins, Radiolites, *Inoceramus*) trouvés dans d'autres régions (Leysin, zone des Pléiades) accusent l'âge turonien à campanien. Dans le Val d'Illiez le Crétacique supérieur, également un calcaire schisteux à foraminifères, est de couleur grise ou blanche.

Dans la partie Nord des Préalpes les Couches rouges sénoniennes reposent sur le Néocomien, car le Crétacique moyen fait défaut. Dans la partie Sud, même ce dernier manque totalement et alors les Couches rouges gisent directement sur le Jurassique supérieur. Le contact dans les deux cas est souvent visiblement marqué par une surface corrodée, accompagnée de rognons ferrugineux et siliceux.

Dans les Hautes Alpes calcaires le Sénonien n'existe pas partout non plus. Le Vallon de Bostan, dans la Chaîne des Dents du Midi, offre du Sénonien sous forme d'une grande épaisseur de calcaires blancs ou rosés en bancs minces (calcaires de Seewen). Une faible épaisseur en existe encore au pied de la Haute Cime. Il manque aux Dents de Morcles et aux Diablerets. Par contre, sur l'arête du Rohrbachstein, existe sur le Gault un calcaire blanc rempli de coquilles d'Inocérames. M. LUGEON indique les couches de Secwen à Crêtambessa, ainsi qu'un calcaire noir fétide qui représenterait les *couches de Wang* (Danien). Ailleurs les sédiments de cette époque font défaut, probablement par suite de l'érosion paléocène (sidérolithique).

Crétacique moyen. (Cénomanién). Manque absolument dans les Préalpes. On n'en connaît que des lambeaux épars de couches à *Orbitolina conica* dans les Préalpes vaudoises. Ils appartiennent à des gisements anormaux (nappe rhétique). Il n'est également pas représenté partout dans les Hautes Alpes. Dans le vallon de Bostan, il y a sous le Sénonien, des grès verts et marnes du *Vraconnien* et de l'*Albien* extrêmement riches en fossiles.

Ces mêmes grès verts, mais moins riches en fossiles, se retrouvent au pied des Dents du Midi, avec une marne grise probablement rotomagienne. Mais c'est surtout dans la région des Dents de Morcles, et aux environs du Col de Cheville que le Crétacique moyen se montre le plus complètement. D'après les recherches de M. Renevier, le sommet en est formé ici d'une faible couche (2 à 3 m). de calcaire gris ou blanc, qui est le *Rotomagien*, puis vient le *Vraconnien*, calcaire dur et noir, très riche en fossiles, reposant sur l'*Albien* formé par une dizaine de mètres de grès verts sans fossiles et d'un calcaire schisteux avec fossiles. L'ensemble de ces trois couches est ordinairement indiqué sous le nom de « Gault ».

Le Crétacique moyen manque aux Diablerets; il se montre de nouveau dans la région du Wildhorn et du Wildstrubel, mais seulement sous forme du grès vert albien. Il manque entièrement dans la région de la Gemmi.

Crétacique inférieur. (Néocomien). Il présente un développement très différent dans les deux régions qui nous occupent. Dans les Préalpes c'est une assise peu ou point diversifiée de calcaires gris, en bancs minces, contenant parfois des rognons de silex; les fossiles y sont rares. Localement il y a à la base des calcaires marneux foncés (Berrias). L'absence de crétacique inférieur dans les Préalpes Sud fait que là les couches rouges sénoniennes reposent directement sur

le Malm. Le Néocomien des Préalpes appartient au *faciès méditerranéen*, caractérisé par une faune ammonitique spéciale.

Le Néocomien des Hautes Alpes rappelle celui du Jura, mais il est bien plus épais. Il forme le faciès de l'Europe centrale ou *faciès helvétique*. On y distingue les étages suivants :

Aptien. (Rhodanien). Calcaire gris ou jaunâtre à rosé, contenant à divers niveaux des *Orbitolines* (*Orbitolina lenticularis*). Il existe sous cette forme dans toute la région des Dents du Midi et des Dents de Morcles. Je ne le connais pas dans toute la région plus à l'Est.

Urgonien. Calcaire à *Requienia*, et à *Sphaerulites*. Massif de calcaire noir, gris ou blanc, d'épaisseur variable, 100 à 150 m. dans la région des Dents du Midi-Dents de Morcles-Diablerets. Il se confond dans l'orographie avec l'Aptien. Même aspect aux Diablerets, où l'Aptien fait défaut. Dans la région du Wildhorn-Wildstrubel ce calcaire offre les mêmes caractères et les *Requienia* forment parfois une véritable lumachelle. Il y a aussi de beaux coraux. A la Gemmi, il n'a plus par place qu'une faible épaisseur, probablement en suite d'érosion paléocène. Au Lohner, son épaisseur est de nouveau normale. On peut reconnaître en quelques endroits (Dents du Midi et de Morcles) un niveau inférieur contenant des piquants d'oursins en forme de massue (*Pseudocidaris clunifera*) qui représente l'Urgonien inférieur.

Hauterivien. Calcaire souvent siliceux brun extérieurement et noir sur la cassure fraîche, caractérisé par un oursin très abondant par places, le *Toxaster complanatus*. C'est avec ces caractères que cet étage se rencontre dès la région des Dents du Midi, jusqu'à la Gemmi, où il mesure encore 70 à 80 m. d'épaisseur, tandis que dans la région intermédiaire il est bien plus épais.

Valangien. Il y a dans le groupe de Morcles, au-dessous du Néocomien à *Toxaster*, une certaine épaisseur de calcaire gris en gros bancs que M. Renevier a considéré comme Hauterivien inférieur, opinion que j'avais aussi adoptée pour la région des Dents du Midi, où ce terrain a une très grande épaisseur. Le seul fossile que j'en connais est l'*Exogyra Couloni*. Par analogie avec d'autres régions (Alpes d'Unterwalden-Säntis), je suis porté à l'associer au Valangien (Oehrlikalk), tandis que les marnes et schistes foncés qui se trouvent au-dessous, représenteraient les couches de Berrias (Oehrli-mergel). On sait que dans le Valangien des Alpes de la Suisse orientale l'*Exogyra Couloni* est très fréquent à plusieurs niveaux. Cette classification du Calcaire gris s'accorde aussi mieux avec ce qui se présente à la Gemmi.

Au Sanetsch il y a une très grande épaisseur de marnes et schistes foncés au-dessous d'un calcaire assez dur. Mais c'est à la Gemmi que se voit la meilleure coupe de cet étage. A la base des couches à *Toxaster*, dont la partie inférieure est remplie de rognons de silex, se trouve un calcaire jaune et limoniteux reposant sur un calcaire gris en plaquettes ayant à sa base un calcaire à *polypiers* et *Trichites*. Ce ne peut être que l'équivalent du *Valangien supérieur* à *Pygurus*. Au-dessous vient un massif de 40 à 50 m. d'épaisseur de calcaire gris grenu ou lumachellique par places. C'est l'équivalent du Néocomien gris; enfin, environ 50 mètres de calcaires schisteux foncés plus ou moins lumachelliques, représentent les couches de Berrias; elles reposent sur le Malm. Cette même subdivision a été reconnue récemment au *Fisistock*, par MM. BUXTORF et TRUNINGER.

Terrains jurassiques.

Jurassique supérieur. (Malm). *Préalpes.* Massif de calcaire gris ou plus ou moins foncé. Dans la région Nord, il y a à la base des calcaires grumeleux gris vert ou rouges qui représentent l'étage Argovien et des schistes sousjacents, le Divésien. Mais au Sud de la chaîne du Grammont l'ensemble du Malm est calcaire.

Hautes Alpes. C'est également sous forme de calcaire massif (calcaire des Hautes Alpes) que le Malm supérieur existe dans toute cette région, dès le Buet jusqu'à l'Altels, tandis que le Malm inférieur est formé de schistes tachés et de calcaires noduleux (Argovien) et de marnes divésiennes, presque toujours fossilifères, tandis que le calcaire au-dessus ne l'est guère.

Jurassique moyen. (Dogger). *Préalpes.* Du côté Nord grande épaisseur de calcaires foncés avec schistes intercalés ; fossiles plutôt rares (*Ammonites*), mais il y a presque partout et à tous les niveaux des empreintes d'une algue marine en forme d'éventail (*Zoophycos scoparius*). Du côté sud, à partir de la chaîne des Cornettes de Bise, il n'y a plus qu'une faible épaisseur de Dogger, du faciès littoral des *Couches à Mytilus*, dont l'épaisseur se réduit de plus en plus ; il disparaît entièrement au-dessous des rochers de Treveneusaz. Cette formation renferme des couches et nids de houille grasse qui ont été exploités près de Vionnaz et au-dessus de Vouvry (La Callaz, Combre, Blancsex).

Hautes Alpes. Calcaires foncés schisteux avec concrétions siliceuses dans la partie supérieure, localement ce sont des calcaires échinodermiques.

Jurassique inférieur. (Lias). Dans les Préalpes médianes côté Nord, le Lias supérieur est schisteux, souvent fossilifère ; tandis que l'ensemble du Lias moyen et

inférieur est représenté, soit par des calcaires siliceux avec concrétions de silex, soit par des calcaires échinodermiques gris ou rosés. Au Sud des Cornettes de Bise, le Lias diminue rapidement d'épaisseur, si bien que déjà au Col d'Outane, il y a contact direct entre les couches à *Mytilus* et le Trias ; au-dessous de Treveneusaz, le Malm repose directement sur le calcaire dolomitique du Trias. Le Malm est donc ici transgressif sur le Lias et le Dogger.

Hautes Alpes. Il y a des schistes foncés dans la partie supérieure (Toarcien). La partie moyenne est bréchoïde ou sableuse et la base est ordinairement un calcaire très siliceux pouvant passer à un vrai quartzite.

Trias.

Cette formation se présente dans les Préalpes, comme dans les hautes Alpes, avec des allures très semblables.

Le *Rhétien* a été constaté dans la région Nord des Préalpes (chaîne du Grammont et des Cornettes de Bise), où il est très fossilifère. Ce sont des calcaires lumachelliques et des marnes en couches alternantes de faible épaisseur. C'est avec ces mêmes caractères que cet étage se trouve au Creux de Dzéman, au pied de la Dent de Morcles, au dessous du Lias inférieur. On le connaît aussi du Nivenpass au Sud du Balmhorn. Le Rhétien n'a pas encore été observé dans le groupe des Tours Sallières-Tanneverge.

Des *marnes rouges et vertes* qui se trouvent au-dessous représentent probablement le Keuper dans les deux régions.

Dans les Préalpes, du côté Nord, dans la zone des cols, comme dans les Hautes Alpes, il y a au-dessous de ces marnes des *calcaires dolomitiques gris ou jaunes* à l'extérieur, du faciès de la « Rötidolomit » des Alpes glaronnaises. Dans les Préalpes médianes du Sud ces calcaires passent graduellement à une puissante épaisseur

de *calcaires noirs* ou *gris foncé*, finement grenus ou homogènes, contenant des *Gyroporelles* et rarement des *Gastéropodes* et des *Brachiopodes*. Ces calcaires reposent ordinairement sur du *Gypse* (anhydrite). Les deux formations, les calcaires et le gypse, représentent apparemment le *conchylien* ou Trias moyen. Il s'en suit que les *quartzites* et *arkoses* qui apparaissent au-dessous, peuvent être considérés comme l'équivalent du *grès bigarré* du Trias inférieur. Au pied des Tours Sallières, il y a des schistes rouges et verts entre les deux, ce qui a motivé aussi la classification de ces grès dans le *Permien* (*Verrucano*) qui est formé de schistes rouges et verts et de grès et conglomérats de même couleur.

A mentionner encore que les calcaires dolomitiques gris ou jaunes sont très souvent transformés en cornieule (cargneule des géologues français), ce qui est presque toujours le résultat des dislocations que cette roche a subies. La cornieule est une brèche vacuolaire qui résulte de la fragmentation d'un calcaire dolomitique, suivie de la recimentation du triturat; après quoi les débris se décomposent, tandis que le ciment résiste, d'où l'aspect vacuolaire de certaines cornieules. De telles couches de cornieule marquent des zones de friction.

La Brèche du Chablais. Il reste à mentionner encore une région particulière dans les Préalpes; c'est celle qui s'étend de la Pointe de la Croix sur Vionnaz jusqu'à la Pointe du Corbeau, puis au delà du Col de Morgins jusqu'aux rochers de la Pointe des Fornets sur le Col de Couz. Sur territoire français les terrains qui la constituent gagnent encore en largeur et occupent toute la partie Sud et Ouest du Chablais jusqu'à la vallée du Giffre. Cette région renferme du Trias, du Jurassique et du Flysch. Le Flysch qui la recouvre (sur territoire français seulement) est semblable à celui des autres parties des Préalpes; il a de particulier seulement de contenir, enfoncés dans sa masse, des lambeaux d'assez grande

dimension de roches cristallines, protogines, porphyrites et gabbros (blocs exotiques). Les couches rouges crétaciques qui se trouvent dans son voisinage, ne font pas partie du complexe sédimentaire de cette région. D'après M. Lugeon, le *Malm supérieur* est une roche bréchoïde formée par des fragments dolomitiques de petites dimensions avec intercalations de calcaires gris à grain fin et compact. Des schistes gris rouge ou verdâtres alternant avec des grès représentent probablement le *Malm inférieur*, tandis que le *Dogger* et une partie du *Lias* sont aussi à l'état bréchiforme, composé de matériaux également dolomitiques, mais plus grossiers. Vers le bas cette brèche inférieure prend un grain plus fin et passe à des calcaires spathiques pour devenir de plus en plus schisteuse. A la base de ces schistes se trouve du *Rhétien* lumachellique, comme dans les Préalpes du Nord ou dans les Hautes Alpes; enfin, du calcaire dolomitique, ainsi que du Gypse et des quartzites représentent le *Trias moyen* et *inférieur*. Au-dessous se trouvent en lambeaux isolés des grès rouges et des poudingues du *Permien* et des grès gris micacés du *Houiller*, avec quelques feuillets de charbon.

L'ensemble de ce complexe de couches repose partout sur des terrains plus récents (Flysch et couches rouges) sans aucune connexion directe avec les terrains du même âge des Préalpes qui les supportent.

Primaire ou Paléozoïque.

Terrain Carbonifère.

Entre les digitations du massif des Aiguilles Rouges se trouve du terrain carbonifère. Sous la Dent de Morcles à Outre-Rhône et à la Croix de Fer sur Trient, il y a du *Permien* en très grande épaisseur, sous forme de schistes, grès et poudingues de couleur rouge ou verdâtre. C'est l'analogue de la Sernifite (Verrucano) des Alpes glaronnaises.

Au-dessous il y a, en grande épaisseur également, du *Houiller* composé de Schistes ardoisiers, de grès très durs et de poudingue gris (poudingue de Vallorsine), accompagnés de couches très irrégulières d'anhracite.

On a exploité ces couches de combustible au-dessus de Collonges, et d'Outre-Rhône, ainsi que près de Salvan. Dans aucune de ces exploitations on n'a pu travailler pendant longtemps avec succès, sauf à Collonges, où pendant les années 1880 à 1885 on a trouvé dans une faille un amas d'anhracite de plus de 80,000 tonnes, d'une qualité remarquablement pure. On a trouvé dans les schistes houillers de ces divers gisement, plus de 70 espèces de plantes fossiles, surtout des fougères de l'âge de St-Etienne (Haut d'Arbignon).

Une autre zone carbonifère est celle qui commence déjà dans le haut du Val d'Aoste entre le Col Ferret et celui du Grand St-Bernard. C'est cette zone que les géologues français ont désignée sous le nom de « zone houillère axiale », en la considérant comme une sorte de ligne médiane séparant les massifs alpins du Nord de ceux du Sud. Elle apparaît au Sud de la zone dite des « Schistes lustrés », dont il va être question et se distingue de la précédente par l'absence de poudingues. Ce ne sont que des alternances de grès micacés fins et de schistes argileux qui ne fournissent pas d'aussi bonnes ardoises que ceux de la précédente. Il en est de même de l'anhracite, dont d'innombrables gisements ont été exploités, où le sont en partie encore, comme par exemple ceux de Grône et de la Chandoline près Sion. On n'a exploité en général qu'une seule couche de charbon de 0,5 à 1 m. d'épaisseur, mais à la Chandoline il y en a deux qui sont probablement dûs à un repli, ou à une faille.

Je n'ai pas connaissance de trouvailles de fossiles dans les couches carbonifères de cette zone. Quant aux schistes que l'on exploite çà et là pour la fabrication d'ardoises, ils ne sont pas aussi appréciés que ceux de Salvan et d'Outre-Rhône.

La zone des Schistes lustrés.

C'est une longue zone de terrains schisteux ou argilo-calcaires qui s'intercale entre les terrains constitutifs de la chaîne berno-valaisanne et la zone carbonifère dont il vient d'être question. Elle entre sur territoire suisse entre le Col Ferret et le Col de Fenêtre et se poursuit, à partir de Riddes, le long de la Vallée du Rhône, dont elle forme le fond rocheux. On ne sait rien de bien certain quant à la subdivision stratigraphique de cette formation qui devient extrêmement puissante à partir de Viège vers le Nord-Est, sauf que ces couches sont plus récentes que le Trias qui en forme la bordure de part et d'autre et apparaît dans le milieu de la large zone sous forme d'intercalations dues à des replis. La trouvaille faite de *Bélemnites* au Col de Nufenen et près de Zmatt au Nord-Est de Brigue, atteste que cette formation renferme des couches mésozoïques, probablement d'âge jurassique (Lias) ; mais quelle est leur terme le plus récent ? C'est ce qui est fort difficile à dire. L'analogie avec les schistes des Grisons (Bündnerschiefer), dont on connaît encore d'autres fossiles jurassiques que des *Bélemnites*, mais où l'on a également constaté des fucoïdes du Flysch, fait que l'interprétation qui fait envisager cette série comme allant du Lias au Tertiaire, pourrait bien se réaliser aussi pour les Schistes lustrés du Valais. Mais ce n'est pour le présent qu'une supposition. Le pli le plus élevé des Hautes Alpes calcaires, lequel se prolonge jusque dans les Préalpes, se relie manifestement aux schistes lustrés de la vallée du Rhône. Or, il y a dans les sédiments de ce pli et de ses annexes, non seulement des terrains jurassiques schisteux et schisto-calcaires, mais aussi du Crétacique et du Tertiaire (Flysch) ayant ces mêmes caractères lithologiques. Mais il est bien admissible, ainsi qu'il ressortira de la description tectonique, que les sédiments tertiaires et crétaciques

aient été enlevés dans la vallée du Rhône, soit par érosion, soit par « charriage » tectonique, en sorte qu'on ne trouverait plus là que du Jurassique et du Trias. Les deux suppositions que nous venons d'exprimer ont certainement leur raison d'être ; mais il sera réservé à des recherches à venir de démontrer laquelle des deux correspond à la réalité ; car il est, à priori, fort improbable que cette masse sédimentaire ne renferme que du Jurassique reposant sur le Trias et le Carbonifère. Ce qui est vrai pour les Grisons, doit pouvoir se réaliser aussi pour notre région qui en est la continuation directe.

Je rappelle encore qu'on a appliqué, par une extension abusive, le terme de *Schistes lustrés* aussi à tous les sédiments plus récents que le Trias qui se trouvent intercalés entre les plis de Gneiss et d'autres roches cristallines des Alpes pennines et lépontines. La formation, dite des « Pietre verdi » qui apparaît sur le versant Sud de cette chaîne, dans les Alpes du Piémont, est, sous certains rapports, très comparable à nos schistes lustrés, aussi bien qu'aux schistes des Grisons. Le nom qui lui a été donné, est motivé par la présence de schistes verts (tufs éruptifs devenus schisteux par la pression) de serpentines, de serpentines schisteuses, de diabases, d'euphotides, d'amphibolites et de porphyrites à l'état d'intercalations lenticulaires. Cette formation, sur laquelle nous aurons à revenir encore, a été considérée tantôt comme étant pré-paléozoïque, paléozoïque ou mésozoïque. C'est cette dernière alternative qui est la vraie. Les mêmes divergences ont existé pendant longtemps sur l'âge des Schistes lustrés et des Schistes grisons. Aujourd'hui, on sait que les uns et les autres sont certainement post-triasiques. La seule incertitude qui règne encore, est de savoir, si, à part les schistes jurassiques, il y a aussi du Crétacique et du Tertiaire.

La nature schisteuse de cette formation est avant tout le produit de la *pression* qui a agi sur les sédiments

pendant la dislocation des Alpes. Il est fort probable que si nous pouvions reconstituer leur nature primitive, on ne songerait pas à leur donner le titre de « Schistes » ; car, à part les vrais schistes lustrés, de composition argileuse, il y a des calcaires schisteux et des bancs de marbre cipollin que l'on englobe dans cette dénomination, parce que leur entourage est généralement schisteux. Les Schistes lustrés ne sont pas un faciès sédimentaire primitivement schisteux, comme le sont, par exemple, certains sédiments feuilletés du Flysch, mais ils constituent un *faciès tectonique*.

Les Schistes lustrés du Valais ne renferment pas en général de roches vertes, au moins pas dans la zone qui suit de près la vallée du Rhône. Cependant sur le bord sud de celle-ci et surtout dans les intercalations qui pénètrent entre les nappes de gneiss, il s'en rencontre plus fréquemment. Il y en a dans la vallée inférieure de la Viège, sous forme de schistes verts et de serpentines et plus rarement dans la région du Simplon. Les serpentines et schistes serpentineux du Gornergrat en font partie ; de même aussi les gabbros et euphotides de la vallée de Saas, de la région du Col du St-Théodule, ainsi que ceux qui se trouvent intercalés dans les Schistes mésozoïques (Jurassique) qui forment le substratum des Gneiss de la Dent Blanche.

La présence de ces roches d'origine certainement éruptive, ne paraît pas pouvoir s'expliquer autrement qu'en admettant des éruptions volcaniques pendant la formation des roches sédimentaires qui les enclavent, soit pendant la période jurassique.

Mais les partisans des grandes dislocations pourraient aussi être tentés d'y voir des lambeaux d'entraînement englobés dans les sédiments pendant le charriage tectonique. D'autre part, on pourrait être tenté d'admettre, avec MM. Sandberg et Klemm, des intrusions pendant la dislocation des Alpes, soit pendant les temps tertiaires ; mais cela serait quelque peu en opposition

TABLEAU DES TERRAINS SÉDIMENTAIRES DU VALAIS

SYSTÈMES		SÉRIES et ÉTAGES	RÉGION DES PRÉALPES DU CHABLAIS (FACIÈS MÉDITERRANÉEN)					RÉGION DES HAUTES ALPES CALCAIRES (FACIÈS HELVÉTIQUE)					Région centrale et zone des Schistes lustrés (Faciès métamorphique)
			Zone externe <i>(Voirons-Pléiades)</i>	Zone médiane (Chaînes calcaires)		Zone interne <i>Val d'Iliez (z. des Cols et du Flysch du Nieseu)</i>	Zone de la Brèche <i>(Superposée à la zone médiane).</i>	<i>Plis des Dents du Midi et de Morcles</i>	<i>Pli des Diablerets.</i>	<i>Pli du Wildhorn- Wildstrubel.</i>	<i>Nappe du Mont-Bonvin.</i>	<i>Balmhorn-Altels.</i>	
				<i>Région du Nord</i>	<i>Région du Sud</i>								
NUMMULITIQUE (Tertiaire inférieur)	<i>Oligocène inf. et Eocène supér. (Bartonien)</i>	Flysch, Schistes, grès en gros bancs, conglomérats.	Flysch, Schistes, grès et calcaires, avec <i>Fucoïdes</i> .	Flysch, Schistes, grès Helminthoïdes et Fucoïdes. Schiste rouge.	Flysch, Schistes, grès en gros bancs, conglomérats.	Flysch, Schistes et intercalations de grès.	Flysch, Schistes et grès.	Grès de Taveyannaz et Flysch.	Grès et schistes du Flysch.	Pas connu.	Pas connu.	Schistes lustrés?	
	<i>Eocène moyen (Lutétien)</i>	Flysch.	Flysch.	Flysch.	Flysch.	Flysch.	Calcaires et Schistes à <i>Nummulites</i> . Couches à <i>Cerithium</i> .	Calcaires et Schistes à <i>Nummulites</i> . Couches à <i>Cerithium</i> .	Schistes à <i>Globigéri- nes</i> . Cal. à <i>Litho- thamnies</i> . Couches à <i>Cerithium</i> .	Pas connu.	Pas connu.	Schistes lustrés?	
	<i>Eocène inférieur.</i>	Manque ou est représenté par le Flysch?	Manque ou est représenté par le Flysch?	Manque ou est représenté par le Flysch?	Manque ou est représenté par le Flysch?	Manque ou est représenté par le Flysch?	Sidérolithique. Argile, grès rouge et brèches calcaires.	Schistes d'eau douce à Anthracite et <i>Lim- nées</i> . Sidérolithique.	Sidérolithique.	Pas connu.	Sidérolithique.	Schistes lustrés?	
CRÉTACIQUE	Supérieur Santonien.	<i>Danien. Campanien. Santonien. Turonien.</i>	Calcaire gris, blanc ou rosé. (Pléiades).	Calcaire schisteux rouge ou verdâtre (couches rouges).	Calcaire schisteux rouge ou verdâtre (couches rouges).	Calcaire gris ou blanc schisteux.	Manque.	Calcaires blancs ou rosés en bancs min- ces ou calcaires gris. Manque à la D. de Moreles.	Manque.	Calc. noirs (C. de Wang) Calc. blanc à <i>Anan- chites</i> . Calc. de Seewen à <i>Inoceramus</i> .	Pas connu.	Pas connu. (Manque probabl.)	Schistes lustrés?
	Moyen Cénoman.	<i>Rotomagien. Vraconnien. Albien.</i>	Manque.	Manque.	Manque.	Manque.	Manque.	Calc. gris à <i>Am. va- rians</i> . Cal. brun ou noir. Grès et Schiste.	Manque.	Manque? Banc crayeux à fossiles.	Pas connu.	Pas connu.	Schistes lustrés?
	Inférieur Sénonien.	<i>Aptien. Urgonien. Hauterivien. Valangien.</i>	Calc. gris et calcaire schisteux (aux Voirons). Faune méditerranéenne. (aux Voirons).	Calcaire gris en bancs minces à rognons de silex. Schiste noir. Faune méditerranéenne.	Manque.	Schiste calcaire gris. (Vallée de l'Avançon) Faune méditerranéenne.	Manque.	Calc. à Orbitolines. Calc. blanc à <i>Requie- nia</i> . Calc. brun à <i>Toxaster</i> . Cal. gris lité. Calcaires et Schistes noirs.	? Calc. à <i>Requienia</i> . Calc. brun à <i>Toxaster</i> . Calc. gris. Schistes noirs.	Calc. à Orbitolines. Calc. à <i>Requienia</i> . (devient schisteux vers le sud). Calc. brun à <i>Toxaster</i> . Calc. gris. Schistes noirs très épais.	? Calcaires en bancs minces et schistes.	? Calc. à <i>Requienia</i> . Alternances de calc. à <i>Toxaster</i> et de calc. sileux. Calc. limoniteux. Calc. gris lité. Schiste noir (Berrias).	Schistes lustrés?
JURASSIQUE	Supérieur Malm.	<i>Portlandien. Kimeridgien. Séquanien. Argovien. Divésien.</i>	Calcaire gris ou noir, compact. Calcaire grumeleux. Schistes noirs. (aux Voirons).	Calcaire bien lité avec silex. Calcaire grumeleux. Schistes gris.	Calcaire massif gris ou blanc.	Calcaire gris ou noir compact. Calcaire noduleux. Schistes noirs.	Calcaire-brèche à fragments dolomiti- ques menus et bancs calcaires. Schistes ardoisiers.	Calcaire compact massif gris. Schistes noduleux. Schistes satinés à fossiles.	Calcaire compact massif gris. Schistes tachés et noduleux. Schistes satinés à fossiles.	Calcaire compact massif gris. Schistes tachés et noduleux. Schistes satinés à fossiles.	Calcaire gris, massif brisé. Schistes tachés, no- duleux. Schistes foncés à fos- siles et concrétions.	Grand massif de calc. (Hochgebirgskalk) Schistes tachés et noduleux. Schistes foncés à fos- siles et concrétions.	Schistes lustrés en forte proportion.
	Moyen Dogger.	<i>Callovien. Bathonien. Bajocien.</i>	Inconnu.	Calcaire gris, grenu et marnes schisteuses.	Formation littorale des couches à <i>Myti- lus</i> , ou manquant.	Calcaire marneux gris.	Calcaire-brèche à gros fragments dolomitiques.	Calc. gréseux com- pact à concrétions. Calc. gréseux grès.	Calcaires foncés, plus ou moins sileux.	Calcaire foncé à rognons de silex.	Calcaire noir avec silex. Calc. spathi- que. Calc. sileux.	Calc. noir à silex. Calc. à entroques. Schistes noirs.	Schistes plus ou moins calcaires et quartzeux.
	Inférieur Lias.	<i>Toarcien. Charmouthien. Sinémurien.</i>	Inconnu.	Schistes foncés. Calcaire spathique Calcaire sileux.	Brèche dolomitique ou calcaire et Schistes ou absent.	Calcaire schisteux et sableux. Calcaires sileux.	Calc. brèche passant au calc. spathique et schisteux.	Schistes noirs. Calcaires gréseux. Calc. à entroques.	Schistes noirs. Calc. sileux.	Schistes foncés satinés en grande épaisseur. Calcaires bréchoïdes.	?	Schiste calc. foncé. Calc. sableux et brèche f. Grès sileux quartzitique.	Schistes lustrés no- duleux à <i>Bélemnites</i> du col de Nufenen. Schistes verts, etc.
TRIAS	<i>Rhétien. Keuper. Conchylien. Grès bigarré.</i>	Inconnu.	Lumachelle et Schiste Schistes rouges et verts. Calcaire dolomitique, Gypse, anhydrite. Manque.	Manque. Calcaire dolomitique et calc. noir à <i>Gyroporelles</i> , Gypse, anhydrite. Manque.	Manque. Calc. dolomitique. cornieule et gypse. Manque.	Lumachelle et Schiste Calc. dolomitique, cornieule et gypse. Quartzite.	Calc. lumachellique. Calc. dolomitique. Schistes rouges et verts. Grès arkose.	?	Calc. et schistes foncés Schistes rouges et verts. Calc. dolomitique, gypse. Quartzites?	?	Schistes et lumachelle. Calc. dolomitique, cornieule et gypse. Quartzite ou brèche.	Calc. et Schiste. Schistes verts. Calc. dolomitique. Marbre. Gypse (Anhydrite). Quartzite.	
CARBONI- FÈRE	<i>Permien. Houiller.</i>	Inconnu.	Inconnu.	Inconnu.	Inconnu.	Conglomérats rouges. Grès et Schistes à Anthracite.	Conglomérats et Schistes rouges d'Outre-Rhône. Schistes et poudingue de Valorsine. Anthracite.	?	?	?	Manque.	Schistes et grès à Anthracite.	



avec le mécanisme de la formation des plis qui édifient la chaîne alpine. Ce qui paraît certain, surtout d'après la nouvelle carte détaillée du massif de la Dent Blanche de M. Argand, c'est que les roches d'origine éruptive qui sont intercalées aux schistes et calcaires jurassiques du substratum du Gneiss de la Dent Blanche, doivent être mises en relation d'origine avec celles qui se trouvent sous forme de masses intrusives, à l'intérieur du gneiss lui-même, comme par exemple celles des Monts Collon, de Bertol, du Cervin et du Mont Brûlé (série de la Valpelline). La même relation existe, dans la région du Simplon, entre les roches éruptives (serpentes et pierre ollaire) qui accompagnent le gneiss du Monte Leone (Hübschhorn, Geisspfad?) et les roches vertes et amphibolites des couches mésozoïques (Trias et Schistes lustrés).

Des études pétrographiques longues et minutieuses pourront seules apporter quelque clarté dans ce problème encore fort obscur.

(Voir le tableau des terrains).

Terrains cristallins

Il ne peut pas entrer dans le cadre de ce travail de donner ici une description complète et détaillée des terrains extrêmement variés dans leurs caractères qui constituent les massifs cristallins du Valais. On trouvera dans les publications indiquées dans la liste bibliographique, tout ce qui s'y rapporte à l'état actuel de nos connaissances. Ces roches cristallines se groupent d'ailleurs dans un nombre relativement très restreint de types principaux. Et c'est la connaissance de ceux-ci seuls qui nous importe pour le but que nous poursuivons.

Massifs du Valais septentrional

Massif des Aiguilles Rouges. — Comme il a été dit, ce massif forme sur territoire valaisan deux zones séparées par la masse de terrain carbonifère de Salvan-Outre-Rhône.

Le terrain principal est un *gneiss* à structure très schisteuse, passant à un *micaschiste* à mica blanc ou chloriteux. Il est probable que ces roches sont dans leur ensemble d'origine sédimentaire et d'âge paléozoïque précambrien, puisque le terrain houiller les recouvre en discordance manifeste. Leur état actuel serait donc dû au *métamorphisme*, hypothèse qu'a toujours préconisée M. Renevier. On trouve dans presque toutes les parties de ce massif des roches filoniennes qui interrompent les schistes micacés, si bien que ces derniers sont comme injectés. Ces roches filoniennes intrusives appartiennent aux types suivants: *granites*,¹⁾ *migrogranites*, *aplites*, (*granulites*), *microsyénites*, *diorites*, pour la partie située au-dessous de la Dent de Morcles, étudiée par M. Bonard. Au-dessous de Salvan se voit une *roche pegmatitique*; dans le chaînon du Luisin-Fontanabran se trouvent plusieurs filons d'assez grande épaisseur de très beau *porphyre* (granitoporphyre) rose ou verdâtre, et sur le versant Nord de la vallée du Trient, le grand dyke du *granite de Vallorsine*.

Massif du Mont-Blanc. — Le caractère essentiel de ce massif est la présence dans la partie médiane d'une puissante masse de granite gris clair, d'un grain assez grossier. C'est la *protogine* ou *granite alpin*, caractérisée par une sorte de stratification dessinant un éventail en position droite. De part et d'autre de la protogine, qui varie d'ailleurs de grain et de couleur, suivant la proportion du mica foncé, se place un manteau de schistes micacés et de gneiss schisteux, pour lesquels se pose le même problème que pour l'origine des roches tout à fait semblable du massif des Aiguilles Rouges. La bordure du côté Nord est la plus large.

Il y a dans ce massif également de nombreuses roches filoniennes, autant dans les schistes cristallins que

1) Orthographe adoptée par la plupart des géologues.

Note de l'éditeur).

dans la protogine elle-même. Ce sont : Filons de protogine dans les schistes cristallins du versant Nord, visibles dans la gorge du Durnant et au Mont Chemin.

Filons d'*aplite* dans la protogine elle-même, ainsi que des filons d'*amphibolite*. Filons de *pegmatite*.

La zone schisteuse du versant Sud est particulièrement caractérisée par de véritables essaims de filons de porphyre quartzifère (granito-porphyre); il y a aussi des filons de roches basiques (amphibolite, minette ou kersantite).

Les schistes traversés par ces filons en ont forcément subi l'effet métamorphosant, aussi M. DUPARC les désigne par *schistes granulitisés*, comme aussi au contact de la protogine le magma de celle-ci peut avoir pénétré par un effet d'injection téléfilonienne dans les schistes du versant Nord, en créant des *schistes protoginisés*. C'est un motif de plus pour voir dans ces derniers des sédiments transformés, dont la nature primitive ne peut plus guère être reconnue.

Massif de l'Aar. — Cette masse de roches cristallines est pour sa position l'homologue du massif des Aiguilles Rouges, mais elle atteint une hauteur et un développement en surface bien plus considérables. Sa structure montre également des différences.

Les deux bords du massif sont formés de même par des flanquements de *schistes cristallins* et de *gneiss schisteux*, au milieu desquels apparaît le *granite protogine* non point seulement en une, mais en plusieurs zones ou grands filons. Les schistes cristallins qui entourent la protogine sont accompagnés de *schistes verts*.

On y reconnaît en outre les roches filoniennes suivantes : *Amphibolites* à feldspath, *diorites*, *schistes à actinote* etc. La protogine forme en plusieurs endroits des apophyses dans les schistes voisins, notamment dans les schistes verts et les amphibolites, ce qui atteste son origine intrusive. D'autres fois on voit le granite s'enfoncer sous les schistes qui le recouvrent en forme de pont. (Aletschhorn)

Enfin, à l'extrémité Nord-Ouest du massif au point de son émergence de dessous le manteau de terrains mésozoïques apparaît la masse du *granite de Gasteren*, qui est un vrai granite verdâtre ou rarement rosé. Il y a, soit dans sa propre masse, mais surtout dans la zone schisteuse qui le borde du côté Sud-Ouest, d'innombrables filons de granitoporphyre et plus rarement d'*aplite*. On doit attribuer cette masse granitique à une intrusion laccolithique distincte de celle de la protogine comme position.

Massif du St-Gothard. — Homologue à celui du Mont-Blanc, il se présente aussi dans une situation et une structure assez semblables. Toutefois, comme dans le massif de l'Aar, le *granite* ne forme pas une seule masse centrale, mais il apparaît en forme de plusieurs bandes ou masses lenticulaires au milieu des *gneiss* et *schistes cristallins*, qui en forment la masse principale. Ces derniers peuvent en partie être attribués à des roches sédimentaires précambriennes, mais d'autres sont d'origine éruptive ou primitive. Ce sont surtout des roches caractérisées par du mica blanc (séricite). Il y a de nombreux filons ou intercalations de roches vertes amphiboliques; ce sont pour la plupart des *amphibolites* pauvres en feldspath. Les roches granitiques forment cinq zones distinctes, dont une seule, celle du Pizzo Rotondo, est comprise sur territoire valaisan. Les autres sont toutes sur territoire tessinois ou uranais; ce sont les granites du Pizzo Lucendro, de l'Alpe Caciola, de Tremola et le « *gneiss de la Fibbia* », ou granite du St-Gothard proprement dit, qui a la structure extérieure d'un *gneiss*. L'intrusion de toutes ces roches éruptives est certainement fort ancienne (précambrienne).

Terrains des régions cristallines du Valais méridional

Ce ne sont pas des massifs droits ou en forme d'éventail, mais des zones de roches cristallines qui se superposent et se recouvrent en forme de nappes plissées. Une autre différence se présente dans leur composition lithologique, par l'absence presque complète de roches du type granitique ou protogine. Ce n'est que dans la zone du Mont Rose que l'on rencontre une roche qui se rapproche du granite, tandis que dans la partie Sud de la masse de la Dent Blanche existe des roches grenues du type basique. Néanmoins, les « gneiss » qui forment, à côté de micaschistes divers et de schistes amphiboliques, la masse principale de toutes ces zones, présentent au point de vue minéralogique une grande analogie avec les roches granitiques. On y trouve, comme dans la protogine, des ségrégations basiques et acides et les mélanges de celles-ci, sous forme de gneiss rubané. Les filons aplitiques et amphiboliques ne font pas défaut ; mais l'ensemble de toutes ces roches présente une « structure parallèle » indiquée par la disposition des feuilliets de mica, souvent aussi par celle des autres composants (feldspaths). Cette structure parallèle des gneiss est bien différente de celle qui se rencontre souvent dans les parties très laminées de la protogine et qui en fait un gneiss œillé (blastogneiss). Elle n'est pas toujours accompagnée de brisure (kataclase) des composants, du quartz surtout. Il y a donc lieu de supposer qu'elle est en partie originellement propre à ces terrains. Une telle structure parallèle originelle peut se rencontrer dans le terrain qui a dû se former lors de la consolidation de la surface du globe igné, soit dans le *terrain primitif* ou *archéique*, base sur laquelle se sont établis les premiers océans et déposés les premiers sédiments. Je suis porté à considérer comme ayant cette origine ceux des gneiss dont la structure parallèle paraît être une propriété initiale et dont la situation n'est pas intrusive.

On peut distinguer les zones cristallines suivantes du Nord vers le Sud, soit de la plus profonde à la plus élevée, car elles se superposent par suite d'un renversement du Sud vers le Nord :

1. *Gneiss de Crodo* (granite de Verampio, Schmidt). Cette roche dériverait, selon M. Schmidt, d'un granite comprimé. Le tunnel du Simplon a traversé à cette place une masse gneissique en forme de dôme, composée en partie d'un gneiss foncé et schisteux, presque un micaschiste, englobant des noyaux de gneiss blanc, grossier ou fin, appartenant au type d'Antigorio, plus ou moins aplitique. Certaines parties sont par contre bien litées et nullement laminées et correspondent à un gneiss grenu finement écailleux, analogue à la roche de Verampio. Epaisseur inconnue ; c'est peut-être la base autochtone ou un pli profond.

2. *Gneiss d'Antigorio*. — C'est la première masse en forme de nappe bien définie. Gneiss grossier ou plus ou moins fin, correspondant au type orthogneiss. C'est une roche qui présente dans le paysage le caractère orographique d'un granite. Le mica est ordinairement un mica vert foncé, dont la proportion détermine les différences de nuance de la roche. Le type clair prédomine cependant. Les parties fortement laminées renferment plus ou moins de mica blanc (séricite). On connaît des ségrégations basiques (à biotite et amphibole) et des filons (craquelures) remplis d'aplite. Ce gneiss porte au plus haut degré le caractère d'une roche de consolidation magmatique. Epaisseur 1500-2000 m.

3. *Gneiss de Lebendun*. — Nommé ainsi par Gerlach d'après l'alpe de Lebendun dans le val Formazza. Roche plus variable que la précédente, souvent à grain plus fin et toujours schisteuse. On y trouve aussi des variétés plus grossières et plus micacées et surtout dans la division inférieure le faciès globuleux à pâte schisteuse et noyaux aplitiques ou granitiques. Une ou deux

divisions supérieures offrent des gneiss très schisteux et parfois rubanés, contenant de fréquentes intercalations amphiboliques. Épaisseur faible : 200 à 300 m.

4. *Gneiss du Monte Leone*. — C'est un gneiss qui a la plus grande analogie avec le gneiss d'Antigorio ; mais il n'a pas ses formes massives et offre toujours une structure parallèle plus accusée. Son grain est généralement grossier ; sa composition celle d'un orthogneiss à mica vert foncé. Cette roche a une grande uniformité de composition. Le grain va en augmentant dans la direction du Binntal, où, abstraction faite de la plus grande schistosité, elle ressemble aux variétés les plus grossières du gneiss d'Antigorio. Les intercalations basiques sont rares, sauf quelques lentilles d'amphibolite. Il y a par contre de fréquentes zones blanches aplitiques, pouvant avoir une assez grande épaisseur. Dans la haute vallée du Krummbach, où ce gneiss s'enfonce sous la nappe suivante, il est bien plus micacé et séricitique ; effet de la lamination générale. Épaisseur 800-1000 m.

5. *Gneiss et schistes cristallins de la zone du Grand St-Bernard*. — Du Grand St-Bernard, où elle entre sur territoire suisse, cette zone se continue jusqu'aux confins du Tessin. Elle est parfois extrêmement puissante, 2000-2500 m. et offre une composition bien différente des précédentes. Ce sont, dans la partie supérieure, des *micaschistes granatifères clairs*, auxquels s'associe souvent de l'amphibole en patte d'oie. Plus bas on voit apparaître de très puissantes zones de *schistes amphiboliques*, souvent micacés ou feldspathiques, interrompus par des bandes blanches. Il y a aussi des *amphibolites grenues* non feldspathiques. Dans la partie plus profonde se rencontrent des gneiss à moscovite et des gneiss grossiers ou œillés. La partie supérieure schisteuse représente la formation qui a été décrite sous le nom de *schistes de Casanna*, mais qui n'est peut-être pas l'équivalent absolu de la formation qui a reçu ce nom dans les Alpes grisonnes.

6. *Le Gneiss du Mont-Rose* forme une puissante masse qui empiète sur territoire suisse entre le Col du St-Théodule et celui de Zwischbergen, en constituant la masse du Mont-Rose et l'arête qui va du Monte Moro au Pizzo d'Andolla. Il affecte la forme d'une coupole, à la formation de laquelle prennent part des *gneiss* de couleur claire à structure très schisteuse. Mais il y a aussi des parties granitiques à gros feldspaths ou à structure œillée.

7. *Gneiss de la Dent Blanche.* — C'est le gneiss que Gerlach a nommé *gneiss d'Arolla* et dont une variété est un gneiss amphibolique, dit *Arkésine*. Auparavant Gerlach avait séparé ce gneiss de tous les autres des Alpes valaisannes sous le nom de *gneiss talqueux*. Cette masse qui forme comme un bassin central au milieu des Alpes, atteint parfois plus de 2000 m. d'épaisseur et se distingue par les abrupts formidables auxquels elle donne lieu. Cette roche a d'après M. Milch une origine éruptive et fait partie du groupe des *diorites quartzifères*. Il faut donc conclure que le talc est dû à la transformation d'un autre minéral (biotite ou amphibole). Ce gneiss renferme aussi des ségrégations basiques et des filons aplitiques. Dans la partie méridionale se montrent de grandes masses de roches basiques massives comme parties intégrantes de la masse du gneiss de la Dent Blanche. Ce sont des *diorites*, des *gabbros* et des *euphotides*.

III. TECTONIQUE

Tous les terrains que nous venons de passer en revue sont dans des relations réciproques qui témoignent que leur situation actuelle est le résultat de mouvements de l'écorce terrestre; ces mouvements ont entraîné à la fois les terrains les plus anciens, soit le gneiss

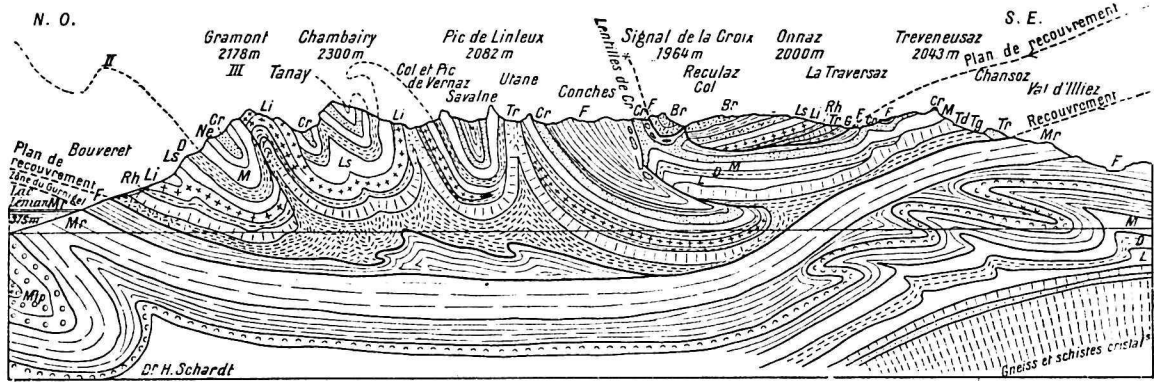


Fig. 1. Profil géologique des Alpes du Chablais valaisan.

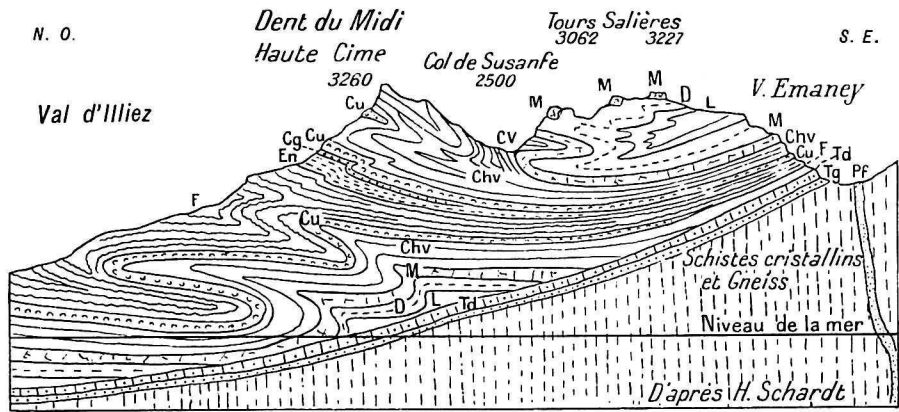


Fig. 2. Profil géologique par les Dents du Midi et les Tours Salières.

Al. Alluvions; Mi. Miocène; Mp. Poudingue miocène; Mr. Mollasse rouge; F. Flysch; En. Nummulitique; Cg. Sénonien, Gault; Cu. Urgonien; Chv. Hauterivien et Valangien; Cr. Crétacique supérieur rouge; Ne. Néocomien méditerranéen; M. Malm (Jurassique supérieur); D. Dogger (Jurassique moyen); Ls. Lias supérieur (Jurassique inférieur); Li. Lias inférieur (Jurassique inférieur); Br. Brèche du Chablais, (Jurassique supérieur et moyen); Rh. Rhétien; Tr. Cornièule; Td. Dolomite; Tg. Gypse et anhydrite (Trias); - - - - - * Recouvrements.

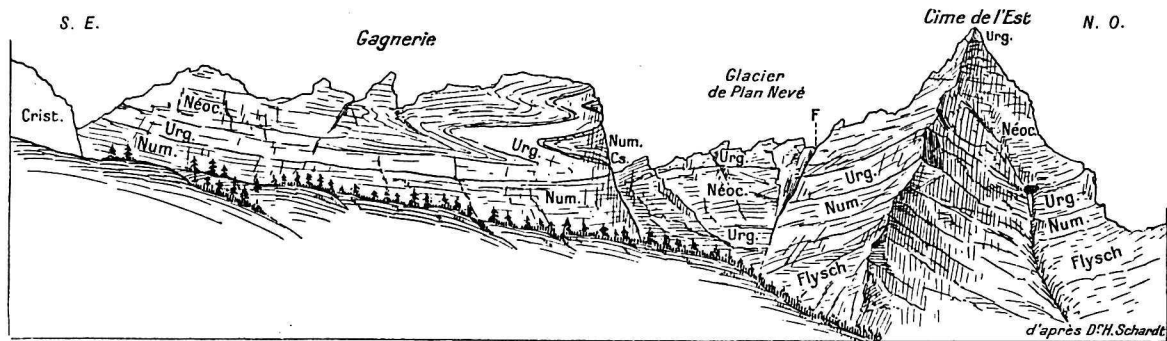


Fig. 3. Vue de l'arête de Gagnerie et de la Cime de l'Est des Dents du Midi, prise de la mine de Collonges.

Fl. Flysch; Num. Nummulitique; Cs. Crétacique supérieur; Cris. Terrains cristallins; Urg. Urgonien; Néoc. Néocomien (Hauterivien et Valangien).

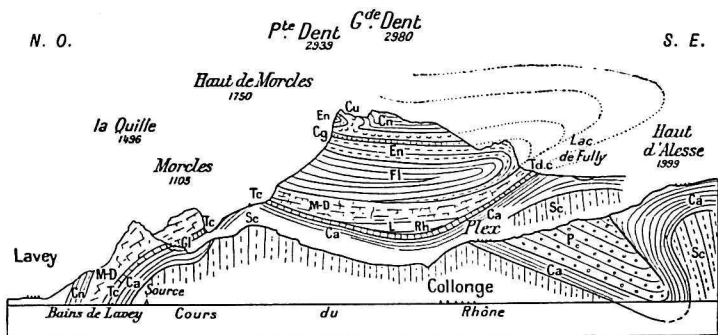


Fig. 4. Profil géologique de la Dent de Morcles.

Gl. Glaciaire; Fl. Flysch; En. Nummulitique; Cg. Crétacique sup. et Albien; Cu. Urgonien; Cn. Néocomien (Hauterivien-Valangien); M-D. Malm et Dogger; L. Lias; Rh. Rhétien; Td. c. Trias, Dolomite et Cornièule; P. Permien (Poudingue rouge); Ca. Carbonifère; Sc. Schistes cristallins; Gneiss et terrains métamorphiques.

(Clichés tirés du Dictionnaire Géog. de la Suisse, Imp. Attinger frères, Neuchâtel.

primitif, avec tous les sédiments qui se sont superposés sur cette assise fondamentale. Le résultat a été que les diverses couches se sont plissées ou directement superposées au cours d'un mouvement qui les a transportées du Sud vers le Nord, en les renversant les unes par dessus les autres, si bien que la zone de la chaîne des Alpes devait représenter, avant sa dislocation, une largeur peut-être 8 à 10 fois supérieure à la place qu'elle occupe actuellement. La réalité de la situation et la nécessité de supposer de tels déplacements dans l'écorce terrestre, ressortiront des pages suivantes et de l'examen des profils géologiques qui sont joints à cette note.

Préalpes du Chablais.

Préalpes Médiannes. — Pendant longtemps les Préalpes furent considérées comme formant des plis en place, analogues à ceux du Jura, soit de simples ondulations des couches, ainsi qu'il semble ressortir de l'examen superficiel du profil (fig. 1, pl. III). Or, l'étude détaillée de la situation géologique sur le pourtour de cette région a démontré, il y a maintenant plus de 15 ans, que tel ne pouvait pas être le cas. En effet dans toutes les parties de cette région, les terrains constitutifs, sont sans relation aucune avec ceux des régions voisines. Au lieu de s'enfoncer par exemple au-dessous de ceux-ci, comme c'est le cas de ceux du Jura, ou se souder aux couches de même âge des régions voisines, les assises des Préalpes se terminent toujours en présentant leur tranche, de telle sorte que la couche la plus ancienne (Trias ou rarement Carbonifère) vient se superposer sur les terrains le plus récents de la région limitrophe (Tertiaire ou Crétacique) dont les couches s'enfoncent ostensiblement sous celles-là. La démonstration est particulièrement frappante pour la partie centrale ou médiane des Préalpes ; celle qui offre des plis si réguliers entre le

Léman et le val d'Illicz. La Mollasse rouge et le Flysch entre le Bouveret et St-Gingolph s'enfoncent manifestement sous le Trias qui forme le pied de cette montagne et cela sur une longueur bien visible de plus de 4 km. Mais il y a mieux encore : ces couches de Mollasse rouge doivent nécessairement se continuer *au-dessous* de la masse du Grammont dans la direction du Sud-Ouest. Il en résulte que les montagnes de Borée et de Memise qui se placent au Nord-Ouest du Grammont, en dehors de la ligne du profil (indiquées fig. 1, pl. III, par la ligne pointillée avec les chiffres I et II), doivent forcément reposer sur cette même Mollasse rouge, ou sur des couches plus récentes encore (Aquitaniens ou Mollasse grise).

Nous avons déjà vu que la Mollasse rouge réapparaît dans le Val d'Illicz dans une situation on ne peut plus nette. Sur près de six kilomètres, dès la vallée du Rhône jusqu'à Morgins, on peut suivre la superposition du Trias de Treveneuz au-dessus de la Mollasse rouge qui a ici une très grande épaisseur et ne présente qu'une seule différence avec celle du Bouveret ou des environs de Vevey, c'est d'être un peu plus laminée, surtout dans les parties marneuses qui sont devenues schisteuses.

Ces deux lignes de contact qui forment les bords Nord-Ouest et Sud-Ouest de la zone des Préalpes justifient pleinement l'hypothèse de la *superposition anormale de toute cette masse sédimentaire plissée, sur le Tertiaire* (Mollasse rouge et Flysch), continuation de celui du plateau suisse. *Le vrai bord des Alpes suivrait donc le Val d'Illicz et la région des Préalpes en entier est en superposition anormale sur le Plateau tertiaire.* C'est une nappe plissée qui a été transportée, « charriée » au cours d'un glissement qui l'a jetée de l'intérieur des Alpes, par dessus la haute chaîne des Dents du Midi, sur le Tertiaire du Plateau. C'est ce que représente notre profil (fig. I, pl. III). Ce profil suit la ligne de partage des eaux entre la vallée de la Drance et celle du Rhône. On voit une

succession de cinq anticlinaux et d'autant de synclinaux, compliqués de divers accidents, tels qu'un pli-faille considérable au Nord du sommet du Grammont; puis des plis plus réguliers dont la succession des terrains permet de constater la remarquable *disparition du Lias*, entre le col de Vernaz et le col d'Outanne. Un nouveau pli-faille, produisant un véritable dédoublement des couches du Jurassique et du Trias se voit au-dessous du Signal de la Croix.

Masse de la Brèche du Chablais. — La masse elle-même des Préalpes supporte dans sa partie méridionale une formation des plus étranges, autant par sa position que par sa composition. En effet entre le Signal de la Croix et le vallon de la Traversaz se place, en superposition sur du Flysch, une masse de terrains bréchoïdes, la formation de la *Brèche du Chablais*, l'équivalent de la *Brèche de la Hornfluh* de la région du Simmenthal. Cette superposition paraissait justifier jusqu'à l'évidence l'opinion de l'âge tertiaire de cette formation, ainsi que l'avait déjà pensé Bernard Studer. Mais la composition stratigraphique détaillée nous montre qu'il s'agit en réalité d'une succession de sédiments mésozoïques, allant du Trias jusqu'au Tertiaire. Sa position actuelle répète donc en petit ce que sont les Préalpes en plus grande échelle. Nulle part la démonstration de la superposition anormale de tout un complexe de terrains sur un soubassement plus récent ne peut être constatée d'une manière aussi frappante et évidente qu'entre le Signal de la Croix et la Traversaz. Cette arête qui va du Grammont au Val d'Illiez, est non seulement remarquable au point de vue orographique, mais elle est unique au point de vue de la constatation du fait de ces superpositions anormales qui nous ont conduit à formuler une hypothèse que l'on a traitée naguère de fantaisie, mais que de nouveaux faits constatés de toutes parts, ont transformée en une théorie fortement appuyée, acceptée aujourd'hui par la plupart des géologues. Les terrains de cette arête doivent

reposer d'autre part sur la série normale de l'ancien bord des Alpes ; on voit ceux-ci s'enfoncer sous le Flysch près de Massongex, accidentés entre Monthey et la Muraz de quelques replis. Il s'ensuit qu'au-dessous de la pointe d'Onnaz, formée de Brèche du Chablais jurassique, il y a quatre fois la série presque complète de toutes les couches du Trias au Tertiaire : soit 1. la série normale « autochtone » ; 2. Flanc inférieur du pli-faille de la Croix ; 3. flanc supérieur du dit ; 4. la série de la Brèche (voir fig. 1, pl. III).

Zone des Voirons-Gurnigel. — Nous avons mentionné plus haut les terrains de cette zone qui n'existe pas en réalité dans notre région, mais bien sur le versant opposé de la dépression du Léman, où elle atteint aux environs de Montreux le bord même de ce lac. On serait tenté de supposer que les terrains de cette chaîne extérieure des Préalpes devrait exister sur le fond du lac. Mais il n'en peut pas être ainsi. Ce que l'on observe entre les Pléiades et Montreux prouve de la manière la plus évidente que les terrains de cette zone, large parfois de plusieurs kilomètres, se réduisent à une étroite bande de Flysch extrêmement laminé, au milieu duquel sont contenu des lambeaux égrenés de roches crétaciques et jurassiques ; elle finit donc en forme de coin dans la profondeur, contrairement à ce que l'on devrait attendre d'une montagne « normale ». Les constatations que nous avons relevées entre le Bouveret et St-Gingolph démontrent avec la dernière évidence que la masse des Préalpes médianes repose ici directement sur la Mollasse rouge ; la mince bande de Flysch près du Fenalet seule pourrait être considérée comme appartenant au Flysch de cette zone extérieure des Préalpes. Toute cette masse de terrains, ailleurs très large, n'existe plus ici ; le creusement de la Vallée du Rhône l'a fait disparaître entièrement, presque sans laisser de traces. Il est d'ailleurs facile de constater que les terrains mésozoïques qui accompagnent le Flysch, soit aux Voirons, soit dans

la région des Pléiades jusqu'au Gurnigel, ne forment que des paquets, des lambeaux sans continuité ni en surface, ni en profondeur ! Comment de telles montagnes ont-elles pu se former et comment relier une telle situation avec ce que nous a fait voir la structure des Préalpes médianes ? C'est ce que nous allons comprendre en examinant la zone suivante.

Zone du Val d'Illyez. — (Zone des Cols et du Flysch du Niesen). Entre les Hautes Alpes calcaires et les Préalpes médianes se poursuit, dès le lac de Thoune jusqu'à la vallée du Giffre, une zone qui constitue une dépression, le long de laquelle les vallées transversales qui segmentent les Préalpes sont reliées entre elles par une succession de cols. Dans la région qui nous concerne, il s'agit du Col de Coux et, un peu plus à l'Ouest, du Col de la Golèze. Il y a là ordinairement une masse considérable de Flysch, le Flysch du Niesen, sur lequel vient reposer alors le Trias du bord interne, soit sud des Préalpes. Dans le Val d'Illyez ce Flysch ne paraît pas exister, au moins pas avec le développement qu'il a dans les Préalpes vaudoises et bernoises ; il y a contact direct entre la Mollasse rouge et le Trias des Préalpes médianes. C'est là déjà une analogie frappante avec ce que nous avons vu au Bouveret, où c'est la zone extérieure de Flysch qui fait défaut. Cette zone interne de Flysch des Préalpes est caractérisée, comme l'externe, par des lambeaux de terrains mésozoïques aussi irrégulièrement répartis que ceux de la première. Il en existe plusieurs dans le haut du Val d'Illyez ; ce sont les Rochers de Culet, de Savonnaz et de Ripaille, formés d'enchevêtrements de couches du Trias et du Jurassique avec les schistes et grès du Flysch, accompagnés de Crétacique supérieur de couleur blanche. La structure comme la nature des terrains constituent une analogie évidente avec ce qui se présente dans la zone extérieure ; comme là ces terrains sont tout simplement enfoncés dans le Flysch et plongent,

avec celui-ci, cette fois vers le Nord, également sous les terrains triasiques des Préalpes, représentés ici par la série de la Brèche du Chablais. *C'est donc comme s'ils tendaient à rejoindre souterrainement, en se prolongeant au-dessous des Préalpes médianes, les couches équivalentes et au surplus absolument analogues, de la zone extérieure !* Ces deux zones se présentent comme les bords d'une assiette sur laquelle se trouverait posée la série plissée des terrains des Préalpes médianes, supportant la masse de la Brèche du Chablais. Mais nous avons vu que cette assiette n'est pas continue pour ce qui concerne la partie formée par les couches mésozoïques; même le Flysch ordinairement continu peut manquer parfois entre la Mollasse rouge et le Trias des Préalpes médianes; ici d'ailleurs ce bord est recouvert du Col de Morgins vers l'Ouest par la série de la Brèche.

Cette situation et la différence de faciès entre les terrains mésozoïques de part et d'autre, nous obligent à considérer ces lambeaux comme appartenant à une nappe distincte, inférieure à celle des Préalpes médianes, que la mise en place de celle-ci aurait entraînée par le mouvement glissant. La ressemblance entre le Néocomien des Pléiades et des Voirons et celui de la Vallée de l'Avançon sur Bex est absolument démonstrative; ils appartiennent au même faciès.

Nous constatons donc que les Préalpes du Chablais se composent de trois séries de terrains de même âge qui se trouvent superposées de la manière suivante :

Série de la nappe de la Brèche; plan de glissement.

Série de la nappe des Préalpes médianes; plan de glissement.

Série de la nappe du Flysch du Niesen et de la zone des Cols et des Voirons-Gurnigel, reposant anormalement sur les terrains des Hautes Alpes.

Mais là ne s'arrêtent pas les complications de cette région. Pour en avoir le dernier mot, il nous faut sortir pour un instant des limites étroites que nous nous sommes tracées. Dans le Chablais français où la région de Brèche jurassique est bien plus vaste et la série des terrains plus complète, il y a sur et dans le Flysch qui recouvre la Brèche, des lambeaux (klippes) de roches éruptives (Plateau des Gets). Dans la région de la Hornfluh, située dans le Simmenthal, cette même brèche est accompagnée de roches analogues. Récemment M. Jeannet a découvert sur le Flysch des Préalpes des roches jurassiques et crétaciques appartenant à un faciès différent des trois séries que nous connaissons. M. Steinmann avait déjà indiqué d'après ses études dans les Grisons, que sur la nappe de la Brèche devait avoir existé une quatrième nappe de terrains, bien représentée dans les Alpes rhétiques, et dont les lambeaux épars de roches cristallines et de radiolarite ne sont que les débris, derniers témoins respectés par l'érosion. Il la nomme la *nappe rhétique*.

Enfin, la continuation des terrains que nous venons de passer en revue jusque dans les Alpes autrichiennes étant aujourd'hui avérée, nous sommes forcé d'admettre encore une autre hypothèse que les études de M. Steinmann et de ses élèves ont rendue presque obligatoire. Au pied de la Chaîne du Rhætikon et le long des Alpes de la région du Splügen, les quatre séries de terrains que nous venons d'énumérer s'enfoncent au-dessous d'une cinquième masse anormale extrêmement puissante, celle de la *nappe des Alpes orientales*. Cette nappe de terrains rejetée du Sud vers le Nord, a-t-elle existé, comme cinquième série de terrains en position anormale, au-dessus de la nappe rhétique dans nos Préalpes ? C'est possible pour la Suisse occidentale, fort probable pour la Suisse orientale, attendu qu'on trouve là, dans les poudingues miocènes du Plateau subalpin, des galets appartenant à des roches qui ne diffèrent pas de celles

des Alpes orientales. Autrefois on cherchait à en expliquer la provenance au moyen de l'hypothèse de grands cours d'eau, voire même de glaciers. Mais il est bien plus probable que ces matériaux proviennent de la nappe austro-alpine démantelée par l'érosion, comme d'innombrables roches qui se rencontrent dans ces poudingues, sur tout le bord Nord des Alpes doivent provenir des nappes des Préalpes qui existaient aussi en dehors de la région comprise entre le Giffre et l'Aar. Ils ne se trouvent plus là que sous forme de lambeaux isolés (klippes des Alpes d'Unterwald, de Schwytz et des Alpes d'Annecy).

Hautes Alpes calcaires.

C'est le groupe des Dents du Midi qui nous permet le mieux de nous rendre compte de la structure qui prédomine dans cette région. Il ressort en effet de notre profil que les Dents du Midi et les Tours Sallières constituent un pli couché et renversé sur près de huit kilomètres par dessus le Flysch du Val d'Illiez, dont une étroite bande se poursuit jusqu'au Col d'Emaney. (voir profil 2, pl. III).

Ce pli présente deux grandes digitations frontales et plusieurs ondulations sur le dos des Tours Sallières. Il est d'autre part très visible que le Néocomien qui forme sous l'arête des Dents du Midi un entassement de plis, n'a pu prendre cette disposition que par suite du décollement de ce terrain du noyau jurassique des Tours Sallières. On constate d'autre part que les terrains mésozoïques qui forment la couverture du soubassement cristallin de cette région sont également repliés mais d'une manière moins intense, et à l'exclusion des terrains triasiques, comme si cette série de terrains s'était plissée *en glissant sur ces derniers*, à l'instar d'une peau écorchée. Cela se voit au-dessous de Champéry et surtout entre Monthey et Muraz.

Il y a ainsi quatre de ces plis ; deux entre Monthey et Muraz, le pli qui vient au jour près de Champéry, et celui de Barmaz. J'insiste sur la différence entre ces replis et le grand pli Tours Sallières-Dent du Midi, parce que je considère les premiers comme étant un plissement local de la série « autochtone », tandis que l'autre est un « pli-nappe » de grande envergure. Ceci reconnu, il importe de constater encore le fait que les terrains que nous nommons autochtones, s'enfoncent indubitablement au-dessous des Préalpes ; ils sont, avec le Tertiaire qui les recouvre, le substratum de ceux-ci.

Il convient en outre de constater le contraste qui existe entre la situation tectonique des « nappes » des Préalpes et le pli-nappe des Dents du Midi. Là une série unique de terrains, n'ayant ni repli frontal ni flanc renversé ; ici des courbures frontales nettement visibles et retour des terrains au-dessous du pli, en série renversée quoique souvent réduite par lamination. Du côté Sud, la situation est cependant analogue à celle du bord Sud des Préalpes ; les couches présentent leur tranche du côté des Alpes plus intérieures ; c'est à dire, *le pli-nappe des Dents du Midi ne gît pas à la place où il s'est formé* ; il s'est déplacé et la jonction avec sa « racine » a été supprimée par l'érosion.

En suivant le pli des Dents du Midi vers le Sud-Ouest, on constate plusieurs modifications. Dans la partie frontale les deux digitations superposées sous la haute cime se déplacent dans l'horizontale et viennent se placer l'une à côté de l'autre pour former la voûte si régulière de Bostan et les Dents Blanches. Mais d'autres modifications se montrent dans la disposition du noyau jurassique à partir des Tours Sallières vers le Sud-Ouest. Deux nouvelles digitations viennent se superposer au Malm qui couronne les Tours Sallières. La première forme le sommet du Mont-Ruan, et la seconde vient couronner le Pic de Tanneverge, qui porte même un chapeau de marnes valangiennes, ainsi que l'a constaté M. Collet.

La région du contact du grand pli couché du Tanneverge-Tours Sallières avec le soubassement cristallin est particulièrement remarquable, par le fait de la proximité du Flysch et du Nummulitique de la nappe synclinale avec les terrains cristallins du Luisin. Cela est dû à l'écrasement ou à l'écorchement de la série autochtone du Jurassique et du Crétacique. Au Col d'Emaney on ne voit entre le Trias (seule couche autochtone qui ne manque jamais) et le Flysch qu'une faible épaisseur de schiste noir probablement liasique : au Col de Barberine, il en est de même, mais le Flysch fait défaut. Au Col du Jorat, par contre la série autochtone est plus complète ; il y a du Lias, du Dogger, des Schistes argoviens, du Malm, formant deux écailles, séparées par de la cornieule, et du Néocomien tous très réduits.

Les Rochers de Gagnerie sont par leur disposition l'équivalent parfait des formes tectoniques des Dents de Morcles (voir fig. 3 et 4, pl. III). La seule différence réside dans la situation de cette dernière masse de terrains à proximité même du synclinal carbonifère d'Outre-Rhône. Le pli paraît comme juché sur le soubassement cristallin, tandis que celui des Dents du Midi-Tours Sallières est acculé contre le flanc de celui-ci.

Le Jurassique manque au-dessus de l'arête des Dents de Morcles, comme à Gagnerie ; mais ces terrains se montrent avec une épaisseur croissante à partir de la Dent au Favre sur l'arête du Muveran ; ils sont d'abord en position renversée, puis vient le flanc normal et à partir du Haut de Cry se montre la couverture néocomienne qui l'entoure le long du Val Triqueut et le Col de Cheville jusqu'à rejoindre l'arête d'Argentine, du côté Nord. Cette disposition résulte de la circonstance que le pli de Morcles s'enfonce manifestement vers le Nord-Est. Il présente comme celui des Dents du Midi, deux digitations frontales et toute une série d'*ondulations dorsales*. (Fig. 1, pl. IV).

Zone des Cols.

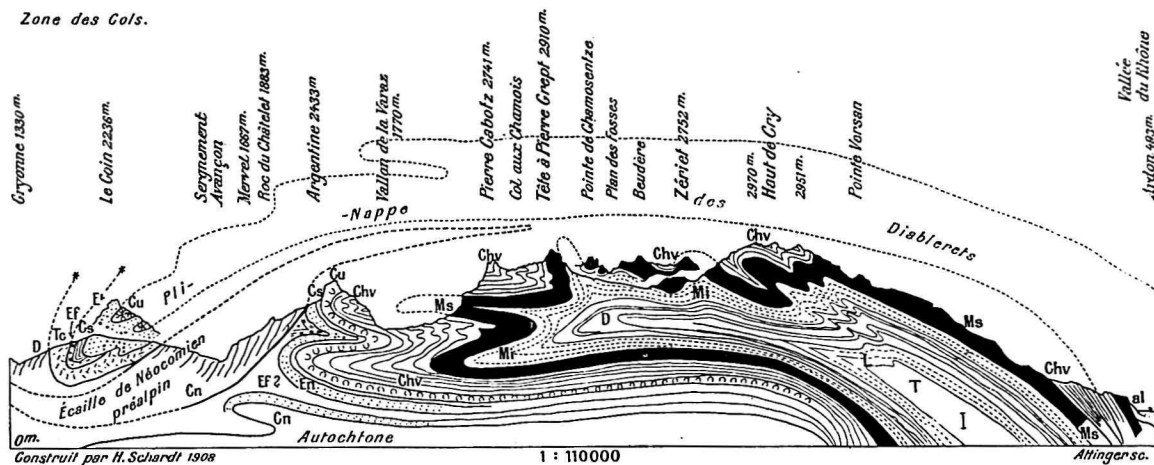


Fig. 1. Profil Argentine-Haut de Cry.

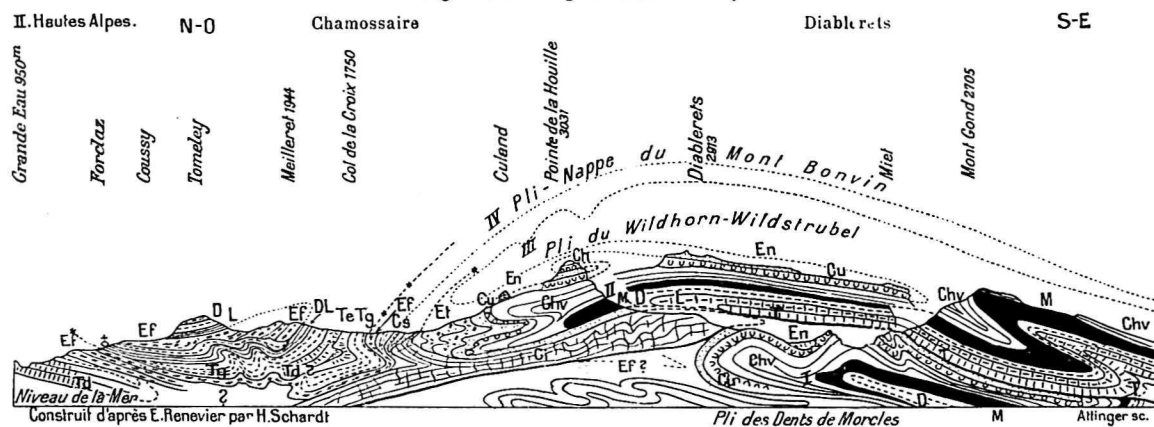


Fig. 2. Profil Chamossaire-Diablerets-Mont Gond.

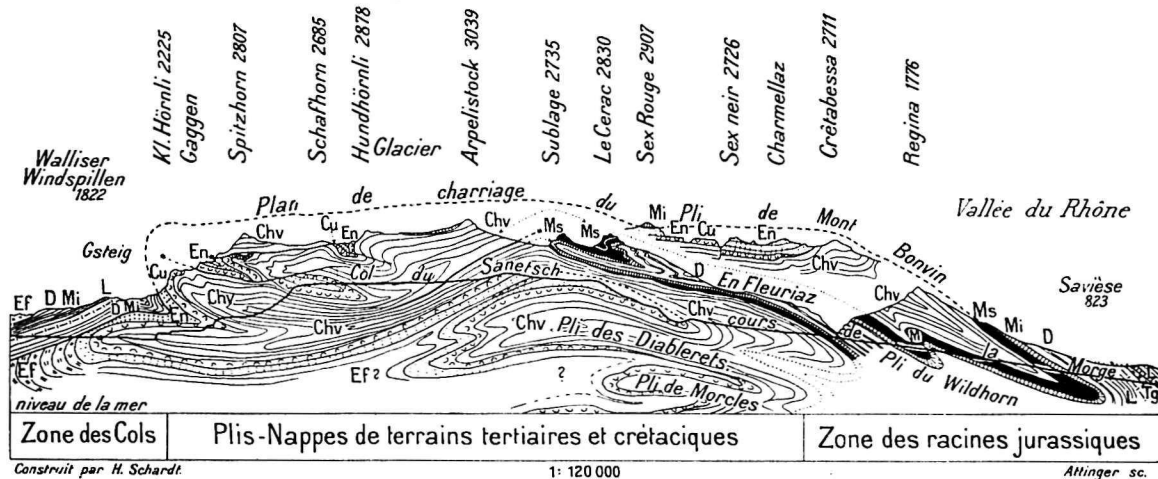


Fig. 3. Profil par le col du Sanetsch.

Ef. Flysch; El. Grès de Taveyannaz; En. Nummulitique; Cs. Crétacique supérieur et moyen; Cu. Urgonien; Chv. Hauterivien et Valan-
gien (Neocomien); Ci. Neocomien préalpin; M. Malm; Ms. Malm supérieur (Portlandien-Sequanien); Mi. Malm inférieur (Argo-
vien-Divésien); L. Lias; T. Trias; Tg. Gypse; D. Calcaire dolomitique et calcaire noir; Te. Corniule; --- Relations et continuité supposées des plis-nappes.

I-IV. Plis-nappes des Hautes-Alpes à faciès helvétique: I. Nappe des Dents de Morcles; II. Nappe des Diablerets; III. Nappe du
Wildhorn-Wildstrubel; IV. Nappe du Mont Bonvin.

(Clichés tirés du Dictionnaire Géog. de la Suisse, Imp. Attinger frères, Neuchâtel.)

Le synclinal entre les deux digitations frontales se voit admirablement dans l'Urgonien au-dessous de l'arête d'Argentine. Le plongement du pli-nappe de Morcles est déterminé par l'enfoncement rapide du soubassement cristallin. Le Col de Cheville, avec les deux sillons d'érosion qui prennent naissance à cet endroit, marque la ligne où de toutes parts les terrains de la couverture dorsale de ce pli s'enfoncent sous les terrains de la masse escarpée des Diablerets. Il n'est pas possible de trouver un accident tectonique qui se traduise aussi nettement dans l'orographie. En face de cette dépression se place un nouveau pli, une nouvelle nappe, celle des Diablerets (fig. 2, pl. IV; indiquée déjà en pointillé dans fig. 1). Mais elle ne repose pas partout directement sur les terrains du pli de Morcles. Sur une longueur de plus de 8 kilomètres sur le côté Nord, on voit une lame de Néocomien préalpin (à Céphalopodes) s'introduire entre les deux. C'est une écaille faisant partie de la *Zone des Cols*, preuve du passage des nappes préalpines par dessus les plis haut-alpins. Déjà la digitation inférieure du pli de Morcles était cachée sous cette lame (fig. 1, pl. IV). Le *pli-nappe des Diablerets* présente une forme que nous rencontrerons sur une grande longueur; sa partie frontale s'enfonce du côté du Nord-Ouest dans les terrains tertiaires (grès de Taveyannaz) et les couches de la zone des Cols, tandis que la continuation Sud-Est de ses couches, dessinant une arche, vient s'enraciner sur le flanc Nord de la vallée du Rhône, en amont d'Ardon. Déjà les couches du pli de Morcles ont fait de même entre Saillon et Ardon, où les masses calcaires du Muveran et du Haut de Cry viennent prendre assise sur le bord de la vallée. La différence avec les Préalpes est donc ici très grande; ces plis haut-alpins sont réellement en contact avec leurs « racines ». Le pli des Diablerets a son flanc renversé complètement laminé et oblitéré sur une grande longueur, en sorte que le Néocomien, le Malm, le Dogger, le Lias

et le Trias viennent successivement en contact avec l'écaille de Néocomien préalpin ou avec le Tertiaire. Ce dernier se poursuit au-dessous de ce pli jusque tout près de la vallée du Rhône, près d'Ardon, ainsi que l'a découvert M. Lugeon.

Sur le bord du Creux de Champ, dans la partie la plus élevée des Diablerets, on voit se superposer à celui-ci encore un nouveau pli-nappe qui recouvre le premier totalement à partir du col du Sanetsch. Il est presque constamment séparé du premier par du Nummulitique et des grès du type de Taveyannaz. C'est le pli-nappe du Wildhorn-Wildstrubel. Son dos est également en forme de voûte ayant plus de 17 kilomètres d'envergure. Du côté Sud les couches du pied-droit radical forment le flanc Nord de la vallée du Rhône à partir de Conthey jusqu'aux environs de Sierre. La partie frontale s'enfonce du côté Nord de la chaîne dans les terrains de la zone des Cols. Ce pli-nappe présente un nombre variable de digitations frontales ; la région dorsale aussi est couverte d'ondulations. A partir du Col du Sanetsch, c'est ce pli qui forme presque sans interruption la chaîne berno-valaisanne jusqu'aux environs de la Gemmi où se produit un changement profond. Les profils, fig. 3, pl. IV et 2-3, pl. V, montrent les formes remarquables de la calotte de ce pli-nappe sur près de 30 kilomètres. Il y a dans les allures de ce pli toute une série d'accidents. Le profil par le Sanetsch (3, pl. IV) montre tout d'abord de quelle manière le Crétacique s'est plissé indépendamment du Jurassique, qui est resté au Sud de la ligne de faite, tandis que le Crétacique s'est déversé en ondulations du côté du Nord. C'est une illustration remarquable, presque parlante, du mécanisme du déversement de ces plis-nappes. Le col du Sanetsch est placé sur le parcours d'une faille transversale qui a pour cause le déversement plus fort et vers un niveau plus bas de la partie Ouest, ce qui fait une différence de niveau considérable entre les terrains

correspondants des deux côtés de la dépression. On est frappé en traversant ce passage de la différence des deux versants. Cette différence est en partie déterminée pour la partie culminante, parce que les deux nappes superposées allaient jusqu'ici en s'enfonçant assez fortement dans la direction Nord-Est. Mais à partir de ce col l'enfoncement se ralentit considérablement, c'est pourquoi la chaîne conserve sensiblement la même hauteur. D'après M. Lugeon, le pli des Diablerets s'avancerait bien plus vers le Nord au-dessous de celui du Wildstrubel que ne l'indique mon profil. Il percerait en fenêtre dans le cirque d'Audon et sortirait au jour encore au-dessus de Gsteig, sous forme de grès de Taveyannaz.

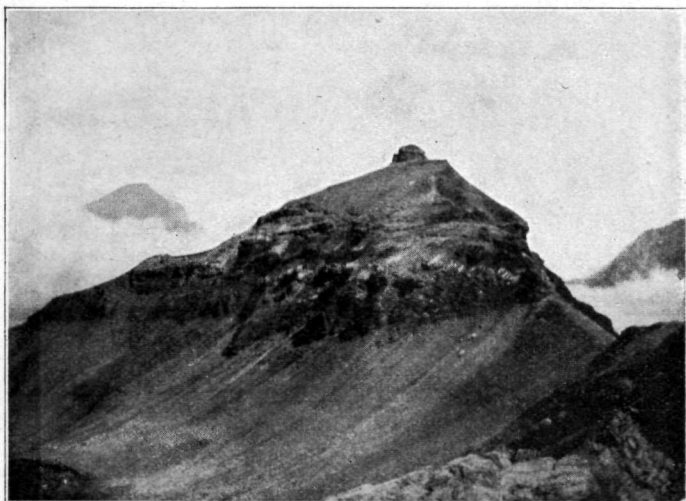
La région du Wildhorn offre un profil qui est encore passablement analogue à celui qui se voit sur le versant Est du Col du Sanetsch. Le déversement du Crétacique vers le pied Nord de la chaîne est très prononcé et donne lieu à plusieurs plis-failles et à des failles suivant un plan incliné ou horizontal, visibles surtout dans le calcaire urgonien. Ce cas se présente surtout entre le vallon du Geltenschuss et celui du Stierendungel, où l'anticlinal urgonien du Vollhorn vient presque se superposer sur le synclinal nummulitique de Kühdungel. Il y a aussi dans cette région de nombreuses failles tant transversales que longitudinales.

A partir du vallon nummulitique des Audannes au pied Sud du Wildhorn, on trouve, dans le prolongement Nord-Est de la chaîne, des témoins d'une *quatrième nappe* formée de terrains jurassiques exclusivement. Ce sont des lambeaux isolés de Malm et de Dogger qui sont placés dans les synclinaux nummulitiques; il se trouvent au surplus dans un état de dislocation extrême. Il s'agit des lambeaux qui forment les sommets du Rawilhorn, du Sex Rouge, du Rohrbachstein et du Laufbodenhorn (fig. 1-2, pl. I). Au Sud du Sex Rouge, on voit ces couches se relier à une zone radicale de couches jurassiques qui forme le flanc

supérieur de la vallée du Rhône au-dessus de Sion, jusqu'à Sierre. En amont de cette localité ces terrains se relient visiblement par la croupe de la Zabona au Mont Tubang et à la partie supérieure du Mont Bonvin. En face de ce dernier se place une plaque de calcaire jurassique qui se prolonge sur la couverture nummulitique de la combe du glacier de la Plaine-morte. La présence du glacier ne permet pas d'en déterminer l'extension. La situation de ces terrains et des lambeaux mentionnés donne l'impression que ces couches ont été entraînées et étalées, comme sous l'action d'un gigantesque traîneau ou rouleau écraseur (voir fig. 1 et 2, pl. V).

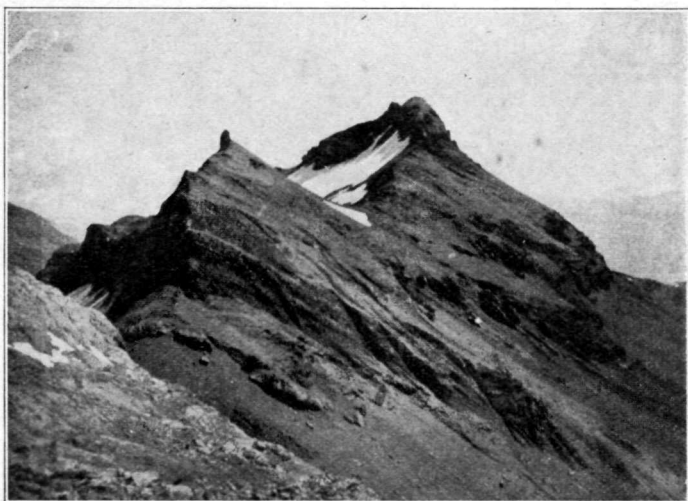
Le pli-nappe du Wildhorn-Wildstrubel qui supporte ces lambeaux, présente une série d'accidents remarquables. Aux environs du Col du Rawil il y a plusieurs failles transversales, dont l'une coupe toute la chaîne et donne lieu au barrage du lac d'Iffigen; elle passe tout près de la Croix du Rawil. Une autre, presque aussi importante, se poursuit des Ravins au pied du Rawilhorn; elle passe au Sud-Ouest du Schneidehorn, où il y a un petit lac sur son tracé, et par le Kirchli jusqu'à Kùhdungel, au pied du Niesenhorn. Une des plus frappantes, quoique peu importante est celle qui détermine le gradin d'Armillon sur la montée du Rawil. Le plateau urgonien et nummulitique portant le nom de Plaine-Morte (c'est un vaste lapié fort dénudé) est tout à fait entrecoupé de failles diversément orientées; une importante faille longitudinale détermine la différence de niveau entre ce plateau et l'arête urgonienne et nummulitique du Wetzsteinhorn.

Le plateau qui précède le sommet du Wildstrubel avec sa couverture de glacier (Plaine-morte) est la continuation de la Plaine morte rocheuse dont nous venons de parler; elle est surélevée de l'épaisseur de la couverture jurassique qui va du Rohrbachstein au Todthorn, en face du Mont Bonvin; mais la différence de niveau est aussi motivée par un soulèvement graduel de la nappe,



Phot. H. Schardt.

Fig. 1. Le Laufbodenhorn vu du côté Ouest. Lambeau de recouvrement jurassique reposant sur le Nummulitique. (Voir fig. 2, pl. V.) Le talus couvert d'éboulis est formé par le Flysch et le Nummulitique. La pyramide rocheuse contient dans le bas du Malm supérieur et inférieur, dans le milieu du Dogger et au sommet de nouveau du Malm.



Phot. H. Schardt.

Fig. 2. Le Rawilhorn ou Sex des Eaux Froides vu du bas du glacier de Ténéhet. (Voir fig. 1, pl. V.) Grand lambeau de recouvrement plissé de Malm supérieur calcaire et de schistes argoviens, reposant dans un synclinal de Nummulitique.

(Clichés tirés du *Dictionnaire Géographique de la Suisse*,
Imp. Attinger frères, Neuchâtel)

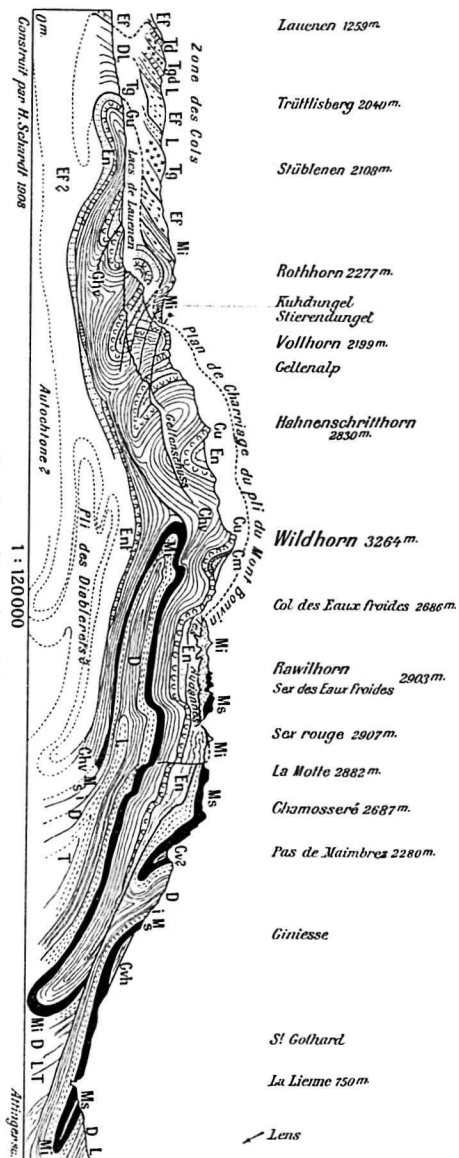


Fig. 4. Profil par le Wildhorn.

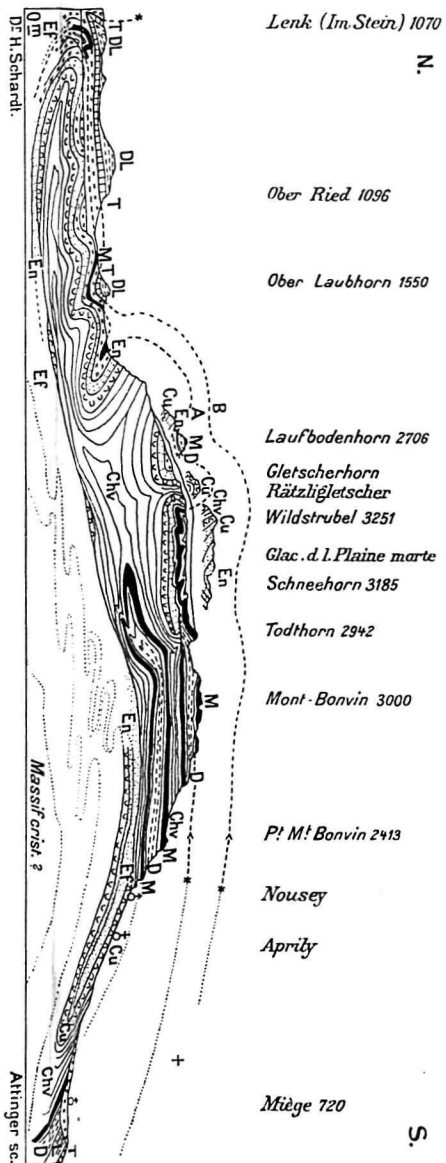


Fig. 2. Profil par le Wildstrubel.

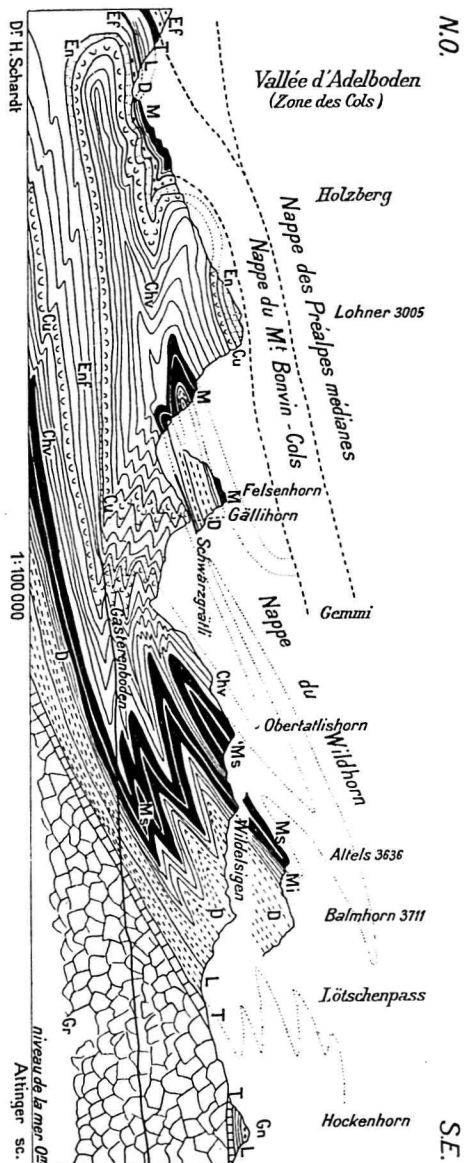


Fig. 3. Profil par le Lohner, la Gemmi et le Lötchenpass.

EF. Flysch; En. Nummulitique; Cu. Crétacique moyen; Cu. Urgonien; Chv. Hauteriviens et Valanginien; M. Malm; Ms. Malm supérieur; Mi. Malm inférieur; D. Dogger; L. Lias; T. Trias; Gr. Grès; Gr. Granite. --- Relations et continuité supposées des pils-nappes. (Clichés tirés du Dictionnaire Géologique de la Suisse, Imp. Attinger frères, Neuchâtel.)

à l'approche du massif cristallin de l'Aar. Le passage du Rawil marque à peu près le point le plus bas atteint dans le cours de l'abaissement qui s'observe dans la nappe du Wildhorn ; à partir de cet endroit il y a, au contraire, soulèvement graduel. De ce chef le nummulitique qui est contenu dans la cuvette centrale qu'occupe le glacier de la Plaine-morte, vient culminer au Schneehorn, entre le sommet du Wildstrubel et le Schwarzhorn. Cette modification se trahit encore sur le versant Sud par l'érosion de la nappe du Mont Bonvin et la mise à découvert, au-dessous des couches de la nappe du Wildstrubel, des terrains Tertiaires (grès de Taveyannaz) qui recouvrent le pli des Diablerets (fig. 2, pl. V). Ce même profil permet également de se rendre compte des relations de la *nappe du Mont Bonvin* avec les terrains mésozoïques de la zone des Cols. Ces derniers recouvrent une grande partie du lobe frontal du pli-nappe du Wildhorn. Leur composition stratigraphique est la même que celle des lambeaux du Laufbodenhorn, du Rohrbachstein, de la plaque sous le glacier de la Plaine-Morte, ainsi que du sommet du Mont Bonvin. Malgré les lacunes il n'y a pas de doutes possibles au sujet de leur appartenance à la même masse de terrains. Les lambeaux mésozoïques de la zone des cols proviennent de la nappe du Mont-Bonvin !

Mais il y a dans la zone des cols des terrains que ces témoins ne renferment pas ; ce sont des roches triasiques et liasiques surtout. A moins d'admettre l'ancienne existence d'une nappe plus élevée, ce qui n'est pas impossible, il paraît plus logique d'attribuer ces masses triasiques au soubassement de la nappe des Préalpes médianes qui a dû passer sur cet emplacement, en glissant précisément sur sa base triasique et en abandonnant des lambeaux de son flanc renversé de Lias, de Dogger et de Trias. Ce phénomène explique la lacération de la nappe du Mont Bonvin.

Sur une distance de moins de 20 kilomètres, la situation change complètement pour donner lieu à la configuration géologique que représente le profil fig. 3, pl. V. On reconnaît encore dans la coupe du Lohner les allures de la nappe du Wildstrubel avec son lobe frontal plongeant sous les terrains de la zone des Cols. Mais tout autre est la structure des terrains qui avoisinent le col de la Gemmi et qui édifient la masse du Balmhorn et de l'Altels. La transformation peut être suivie dès l'Alpe de Nousey, où perce le grès de Taveyannaz, l'Alpe de Varone et de la combe de Trubeln, d'où un col élevé permet d'atteindre la Gemmi. On voit là comment les couches qui plongeaient auparavant vers la vallée du Rhône, prennent graduellement une inclinaison en sens contraire, ou plus exactement le plongement Sud-Est passe au Nord-Est, tandis qu'au-dessous de la zone tertiaire de Nousey-Gemmi apparaissent des masses puissantes de Calcaires jurassiques repliées qui plongent au début aussi au Sud. Mais le long de la grande paroi qui contourne la combe de Loèche-les-Bains, le plongement passe peu à peu à l'Ouest puis au Nord-Ouest.

Au Lötschenpass enfin, c'est la masse cristalline de l'Aar qui vient au jour, après que la couverture sédimentaire s'est brusquement écartée, en ne laissant subsister sur le versant Sud que les pyramides du Restirhorn, du Faldumrothorn et du Ferdenrothorn, composées comme la masse du Torrenthorn de couches liasiques fortement repliées.

Le col de la Gemmi est déterminé par la présence de cette zone tertiaire qui émerge pour la première fois à Nousey, où elle plonge au Sud-Est. On la suit sans peine par Trubeln et la Gemmi à Kandersteg; mais à partir de Trubeln le plongement est Nord-Ouest. Cette modification se fait avec des complications très grandes. C'est ainsi qu'au-dessus de ces terrains tertiaires se placent alternativement du Jurassique inférieur, du Dogger ou du Malm qui paraissent appartenir au noyau jurassique

du pli Wildhorn-Lohner, ainsi que l'admet le profil 3 pl. V. Quant à la structure du Balmhorn, avec ses replis en zig-zag, elle semble pouvoir s'expliquer par un glissement de la nappe sédimentaire sur le flanc du massif de l'Aar, par suite de l'accumulation des terrains plissés au sommet de celui-ci. Dans un travail tout récent, MM. Buxtorf et Truninger, admettent un mouvement de décollement sédimentaire encore plus intense ; les replis du Balmhorn auraient fait un chemin plus grand et glissé dans leur ensemble sur le massif cristallin, en écrasant et écorchant totalement la série mésozoïque autochtone à l'exception du Trias. Cette situation est fort admissible et ressemble sensiblement à ce que nous avons constaté au col d'Emaney, au contact du pli des Dents du Midi avec le massif cristallin du Luisin.

Une question qui se pose ici forcément est celle de savoir si les deux plis-nappes que nous avons vus s'enfoncer complètement au-dessous du Pli du Wildhorn-Wildstrubel, sont continus, ou si l'apparition d'un nouveau pli entraîne la réduction du pli recouvert, lequel serait ainsi relayé. L'émergence du massif de l'Aar devrait amener au jour une solution à ce problème. La structure que je représente dans le profil 3 pl. V, est de nature à répondre plutôt dans le sens du relayement, car les plis du Balmhorn ne peuvent sous cette forme être qualifiés de « nappe » ; ils ne représenteraient l'équivalent des nappes recouvertes que sous une forme rudimentaire. Mais la nouvelle interprétation que nous venons de mentionner permet de considérer cette masse comme une nappe multidigitée. Or, le pli du Lohner étant la continuation de celui du Wildstrubel, celui des Diablerets ferait ainsi défaut. Mais les auteurs du nouveau profil indiquent entre le noyau jurassique du Lohner, et le Tertiaire de la Gemmi une nappe « intermédiaire » de très faible épaisseur. Si cela se confirme, ce serait là évidemment la nappe des Diablerets, dans un état extrêmement laminé.

Les massifs cristallins.

La structure tectonique des massifs cristallins en éventail ou droits a été considérée pendant longtemps comme devant être très simple. Ils devaient représenter des plis fortement écrasés des roches cristallines, donc des parties les plus profondes de l'écorce terrestre. Mais deux constatations sont venues compliquer ce qui paraissait si simple. Les roches granitiques qui apparaissent dans leur milieu, ne sont pas des terrains simplement soulevés au cours du plissement, mais ils sont intrusifs, quoique antérieurs au dernier plissement des Alpes. D'autre part la présence de roches schisteuses en alternance avec les gneiss indique que ces massifs constituent des *faisceaux de plis*.

Nous allons examiner comment se présentent les choses dans les quatre massifs du Valais du Nord.

Massif des Aiguilles Rouges. — Le synclinal carbonifère de Salvan-Outre-Rhône montre clairement qu'il y a deux plis, de même la discordance du Permien caractérise ce synclinal comme hercynien. Déjà M. GOLLIEZ a soutenu que le massif cristallin au pied des Dents de Morcles renfermait des plissements antéhouillers, soit calédoniens, en se basant sur la répétition de schistes chloritiques (cornés) et de micaschistes. Cette hypothèse que des études pétrographiques auront encore à vérifier, a pour elle certainement bien des probabilités. Il y a encore d'autres arguments pour affirmer que ce massif est un faisceau de plis ; c'est la présence d'intercalations de couches schisteuses charbonneuses au milieu des gneiss. Il y en a une en amont de la gare d'Evionnaz, où elle a donné lieu à une exploitation, car on croyait arriver à un filon d'anthracite. Il y en a une autre dans la gorge de Pissevache. Avec le synclinal carbonifère de Salvan, cela fait donc trois. (Fig. 4, pl. III).

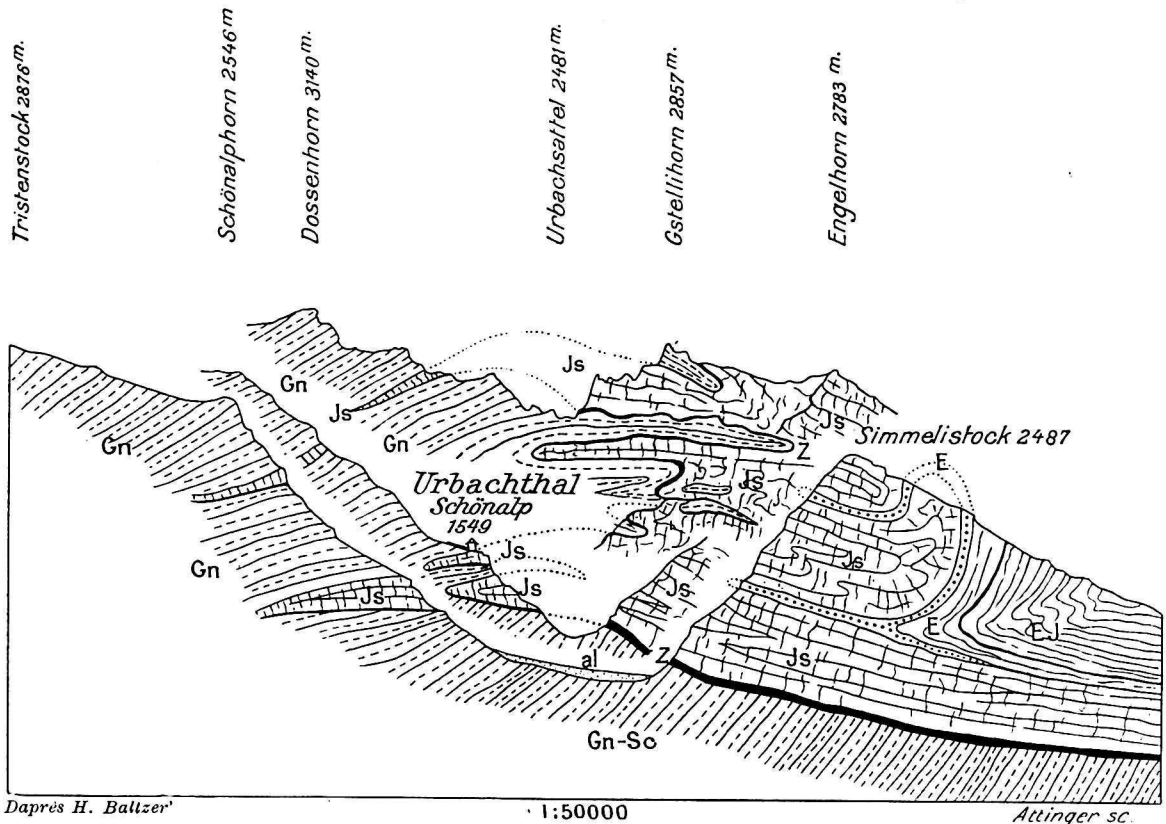


Fig. 1. Profils géologiques par la vallée d'Urbach.

al. Alluvions (ancien lac); E. Grès nummulitiques; EJ. Schistes tertiaires et jurassiques; Js. Malm (Hochgebirgskalk); Z. Zwischenbildungen (Dogger, Lias, Trias, Carbonifère); Gn. Sc. Gneiss et schistes cristallins.

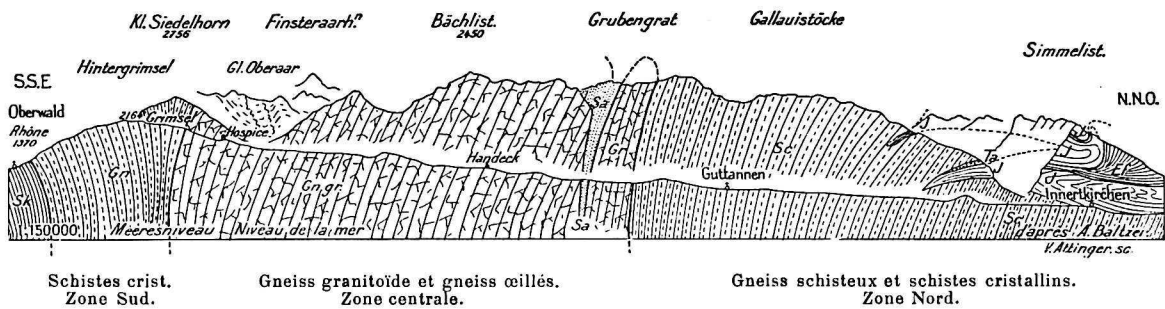


Fig. 2. Profil géologique du col du Grimsel entre Oberwald (vallée du Rhône) et Innertkirchen.

Ef. Flysch et Nummulitique (Éocène); J. Jurassique, Malm (marbre), Dogger-Lias; Sk. Schistes lustrés (Dogger-Lias); Ta. Trias; Sc. Gneiss schisteux et schistes cristallins; Sa. Schistes amphibolitiques; Gn. Gneiss schisteux, Gneiss oillés (type du Gothard); Gn. gr. Gneiss granitoïde et oillé, parfois schisteux (granite et gneiss du Grimsel); Gr. Granite lité.

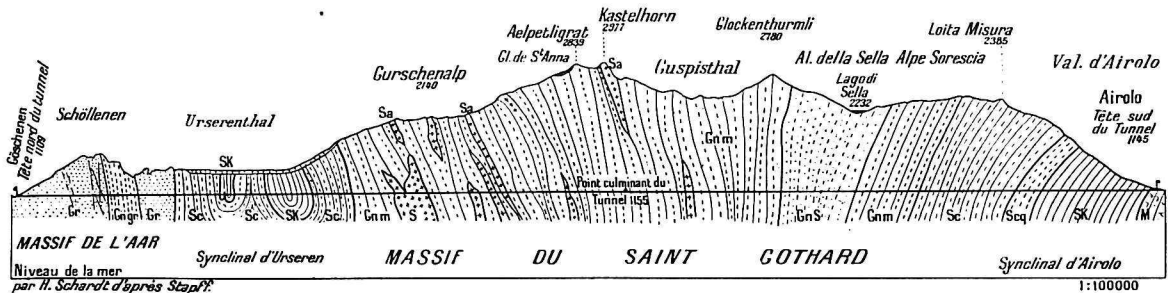


Fig. 3. Profil géologique par le massif du Saint-Gothard. 325.161. IV.

M. Marbre, dolomite; Sk. Schistes micacés granatiformes et calcaires avec schistes verts; Sc. Schistes cristallins gneissiques, d'origine sédimentaire; Scq. Schistes quartzeux; Gnm. Gneiss micacé; Gns. Gneiss de la Sella; Gn. gr. Gneiss granitique; Gr. Granite des Schöllenen; Sa. Schistes amphibolitiques; S. Serpentine.

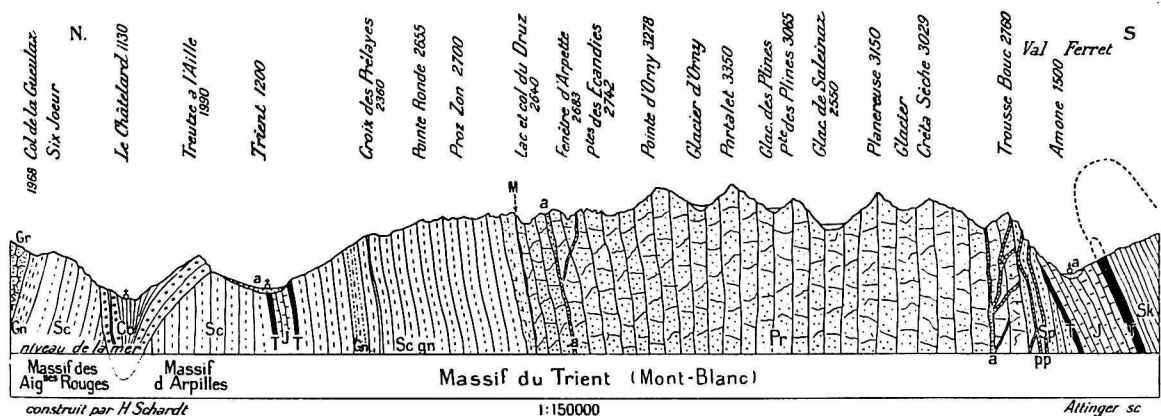


Fig. 4. Profil géologique à travers le massif du Trient.

a. Alluvions; J. Jurassique; Sk. Schistes lustrés (Tertiaire-Jurassique); M. Marbre; T. Trias; Ch. Schistes, grès et poudingues du Carbonifère et du Permien; Sc. Gneiss schisteux et micaschistes (schistes cristallins), Gn. Gneiss; Gr. Granite; Pr. Proto-gneiss (granite lité); a. filons d'aplite (granulite); p. filons de porphyre granitique.

(Clichés tirés du Dictionnaire Géol. de la Suisse, Imp. Attinger frères, Neuchâtel.)

Massif du Mont-Blanc. — Ce massif a une forme plus simple que celui des Aiguilles Rouges. Dans la partie haute la masse entière est quasi uniformément cristalline. Mais on sait qu'à son extrémité Sud-Ouest ce massif se résout en une multitude de digitations avant de s'enfoncer sous le manteau sédimentaire. On n'observe pas le même phénomène à l'endroit où, au bord de la vallée du Rhône, ce massif va en s'enfonçant. Cependant déjà dans la région du Trient se montre, sur la limite de la protogine et du gneiss de la zone Nord, une intercalation de marbre. Au Mont Chemin, dans la même position se trouvent même plusieurs bancs de marbre accompagnés de roches vertes épidotifères et de rognons de fer magnétique, autrefois exploités. (Fig. 4, pl. V).

Le massif de l'Aar est plus nettement en forme de faisceau. Cela ressort de la présence non seulement de successions de schistes verts, alternant avec des roches gneissiques (fig. 2, pl. VI) mais encore d'intercalations et d'enchevêtrement de calcaires jurassiques et triasiques sur le versant Nord de ce massif dès la Jungfrau au cours de l'Aar. Les coins calcaires du Gstellihorn et ceux de l'Urbachtal (fig. 1, pl. VI) sont bien connus. A l'extrémité Sud-Ouest, entre le Lötschenpass et la vallée du Rhône, il y a plusieurs intercalations de calcaires triasiques et de schistes jurassiques, dont l'une, celle du Sattelleggi, est le prolongement du coin supérieur de la Jungfrau. Le Hockenhorn porte un chapeau de gneiss superposé à des schistes jurassiques et à des calcaires.

A Oberferden, on voit une lame de gneiss qui pénètre dans les sédiments dolomitiques du Trias. Au Stierstutz près Kummenalp, sont des enchevêtrements de roches cristallines, triasiques et jurassiques.

Quant au *massif du St-Gothard*, la partie comprise sur territoire valaisan ne présente aucun indice de replis. La coupe par le col du St-Gothard (fig. 3, pl. VI) ne permet pas non plus d'être affirmatif sur ce point.

**Relations entre les massifs cristallins droits
et les plis-nappes des hautes Alpes calcaires
(à faciès helvétique)**

Les plissements hercyniens ou plus anciens qui peuvent exister dans le sein des massifs cristallins droits, ne doivent pas être en relation avec les plis et nappes des Alpes calcaires qui sont d'âge tertiaire. Il est manifeste cependant que le pli des Dents de Morcles-Dents du Midi a sa charnière synclinale en face de l'intercalation de terrain carbonifère qui sépare le massif du Luisin de celui d'Arpille. Ce dernier serait donc le noyau cristallin de la nappe en question. Le jambage Sud de celle-ci devrait s'appuyer conséquemment entre le massif des Aiguilles Rouges et celui du Mont Blanc. Il y a là en effet à partir de Martigny, par le Col de la Forclaz et le Col de Balme une zone de roches dolomitiques du Trias et des calcaires et schistes jurassiques qui peuvent être considérés comme étant la racine Sud de cet anticlinal, dont le massif d'Arpille serait donc le noyau cristallin.

Le massif du *Mont-Blanc* est divisé en deux par une intercalation de couches de marbre accompagné de minerai de fer. Son enfoncement au Mont Chemin se fait exactement dans la direction où surgissent, sur l'autre versant de la vallée du Rhône, les deux plis-nappes des Diablerets et du Wildhorn. Il semble donc *que la partie du massif du Mont-Blanc située au Nord de l'intercalation calcaire, représente le noyau cristallin du pli des Diablerets, et la partie Sud de celui du Wildhorn.* A l'appui de cette manière de voir on peut relever que la région synclinale entre les deux nappes est le seul endroit de la région où les terrains jurassiques (Callovien) renferment du minerai de fer oolithique (Chamosite); c'est ce minerai qui aurait fourni la magnétite dans la zone de marbre entre les deux parties du massif du Mont-Blanc.

La quatrième nappe, celle du Mont Bonvin, est comme on sait issue de la zone des schistes lustrés qui apparaît au Sud du Mont-Blanc. Ce fait paraît évident ; car *la masse calcaire (faciès dauphinois-helvétique) qui borde le versant Sud du massif du Mont-Blanc, dès le col Ferret par le versant Sud du Catogne et le Roc de Vence, se prolonge par Ardon et Vétroz dans le flanc Sud de la nappe du Wildhorn*¹⁾. Les schistes lustrés s'y superposent après une intercalation de cornieule et de gypse du Trias.

Nous venons de mentionner les relations qui lient les plis du Balmhorn à des enchevêtrements de calcaires triasiques et de schistes jurassiques à l'extrémité Sud-Est et sur le versant Nord du Massif de l'Aar. Il résulte d'un profil détaillé qu'en donne M. Lugeon que ces plis correspondent à la totalité de la couverture sédimentaire du massif cristallin jusque près de Nieder Gampel. Mais il existe une autre intercalation calcaire entre Rarogne et le Baltschiederthal ; le dernier indice s'en voit encore sur l'arête du Gredetschhorn. Il est vrai qu'elle n'est pas bien profondément enfoncée dans les schistes cristallins. Ce serait donc sur le versant Sud du massif de l'Aar que prendrait racine la nappe supérieure aux plis du Balmhorn, soit les deux nappes, du Diablerets et du Wildhorn.

1) C'est dans cette bande calcaire que M. Schmidt place la racine de la nappe des Préalpes, en commettant non seulement une erreur tectonique, mais en méconnaissant encore absolument les fossiles sur lesquels il base son affirmation. *La faune de l'Amone, dans le val Ferret, n'a pas la moindre analogie avec celle des Couches à Mytilus* ! Elle ne renferme aucune espèce, ni identique, ni même comparable à celles de ce dernier terrain. L'affirmation de M. Schmidt que les deux gisements renferment les mêmes oursins réguliers et coraux est absolument fausse. Il n'y a rien de commun entre la faune de la Laitmaire et celle de l'Amone ! Cette dernière est franchement bajocienne, et occupe ce niveau aussi stratigraphiquement, tandis que celle des Couches à Mytilus est au sommet du Bathonien, juste au-dessous du Malm.

Le synclinal intermédiaire entre le massif de l'Aar et celui du St-Gothard est certainement une zone radicale de plis-nappes ; on le dessine avec un anticlinal de Micaschistes entre les sédiments métamorphiques (fig. 3, pl. VI). Son importance est surtout grande pour le rattachement des plis-nappes de la Suisse orientale, attendu que le pied Sud du pli glaronnais s'insère sur le versant Sud du massif de l'Aar, alors que celui du St-Gothard s'enfonce sous les schistes des Grisons ; il s'ensuit que c'est le *massif du St-Gothard qui doit être considéré comme représentant le noyau cristallin de la nappe du Mont Bonvin*, dont la connexité avec le bord Nord de la zone des schistes lustrés est connue. Le massif du St-Gothard n'est donc pas l'équivalent tectonique de celui du Mont-Blanc.

Que se passe-t-il dans la profondeur entre les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges d'une part et celui de l'Aar de l'autre, sur cette longueur où le manteau sédimentaire cache les terrains cristallins ? On pense ordinairement qu'il y a aplanissement de la masse cristalline. Il me paraît cependant bien plus probable que la situation reste la même et que la disparition des terrains cristallins n'est en somme qu'une dénivellation du plan de l'horizontale.

C'est sur cette distance que le massif des Aiguilles Rouges se confond avec celui du Mont-Blanc, pour réapparaître soudé en une seule masse cristalline, le massif de l'Aar. Mais l'abaissement de ces massifs cristallins entre le Mont-Blanc-Aiguilles Rouges et les massifs Aar-St-Gothard a motivé le déversement plus considérable des nappes sédimentaires des Préalpes jusque sur le plateau tertiaire.

Tectonique des massifs cristallins (nappes) du Valais du Sud.

La situation réciproque de ces nappes dans l'ordre de leur superposition a déjà été donnée dans la définition des terrains qui les composent. Les trois plus profondes ne sont visibles que dans la région du Simplon, grâce au fait que dans cette région elles dessinent dans leur ensemble un bombement qui porte les plus profondes à une plus grande hauteur, et grâce aussi à la profondeur des vallées d'érosion du versant Sud.

I. *La masse de gneiss d'Antigorio* présente en apparence la forme d'un véritable dôme, aussi c'est pour cette raison qu'on l'a considérée pendant longtemps comme formant le noyau central du Simplon. Mais il ressort de la situation nettement visible dans la profonde vallée d'Antigorio, ainsi que dans les vallées transversales de Devero et de la Cairasca que ce gneiss repose sur des terrains triasiques (marbre, dolomite, gypse) et des schistes et calcaires schisteux jurassiques. Ces derniers étaient bien connus auparavant, mais on les croyait appartenir à un terrain encore plus ancien que le gneiss d'Antigorio. Il n'en est pas ainsi ; ces schistes contournent la masse gneissique du côté Nord et viennent rejoindre les couches de même nature qui surmontent le gneiss. C'est ainsi que Gerlach avait figuré la situation dans le val d'Antigorio, tout en donnant à ces schistes le titre de « schistes métamorphiques anciens ». Pour la région traversée par le tunnel du Simplon, le percement de celui-ci a fourni la preuve la plus éclatante de la réalité de cette relation. A la distance de 4323 mètres du portail Sud, la galerie a passé du gneiss d'Antigorio dans le calcaire paraissant sortir de dessous ce dernier. En passant quelques centaines de mètres plus haut, le tunnel eût atteint seulement les calcaires formant la calotte du gneiss, ce qui n'aurait

fourni aucune preuve en faveur du renversement du gneiss sur les terrains mésozoïques. La preuve de l'âge mésozoïque de ces calcaires, dolomites, gypses et des schistes superposés ressort de la jonction de ces formations avec celles du complexe des schistes lustrés du Nufenen et du Valais, où les premiers sont triasiques, les seconds jurassiques.

La masse du gneiss d'Antigorio va en s'enfonçant du côté du Sud-Ouest; en amont de Gondo on voit ce terrain avec un plongement périversal aussi régulier que celui d'une coupole, allant en s'enfonçant vers le Nord-Ouest, le Sud-Ouest et le Sud-Est, toujours recouvert de calcaires triasiques et de schistes calcaires du jurassique.

II. *Le Gneiss de Lebendun* n'a qu'une assez faible épaisseur et s'introduit en forme de simple lame entre celui d'Antigorio et la masse puissante du gneiss du Monte Leone. Mais il a ceci de singulier, c'est qu'il se subdivise en deux ou trois digitations, parfois fort peu épaisses, qui pénètrent dans les schistes mésozoïques, avec ou sans l'intermédiaire de calcaires du Trias, ces derniers étant ordinairement laminés. Le val Diveria sépare, à partir de la Vieille Caserne ruinée sur Gondo, la masse frontale de cette nappe de la lame radicale qui se poursuit, enserrée entre deux bandes de Trias et de schistes jurassiques, sur le flanc de la chaîne du Pizzo Pioltone-Rovale, tandis que la partie frontale avec ses digitations se développe sur le côté Nord de cette même vallée, en s'écartant de plus en plus de la zone radicale, ainsi qu'il ressort des profils fig. 3 et 4 de la pl. VII. On peut constater aussi que la *partie frontale est plus épaisse que la lame radicale*, fait qui rappelle les intumescences frontales des plis-nappes des Hautes Alpes calcaires.

III. *La nappe du Monte Leone* a un développement en épaisseur et en surface bien plus considérable que la précédente. Sa partie radicale forme la crête culminante de la Chaîne Seehorn-Pizzo-Pioltone-

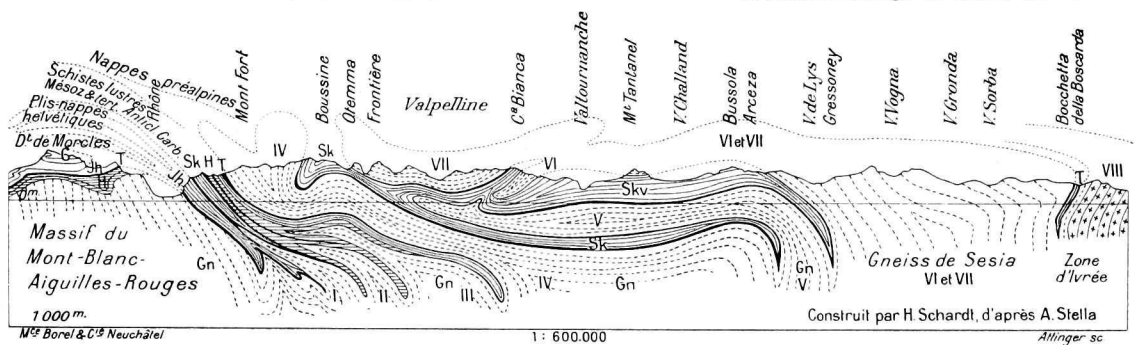


Fig. 1. Profil vallée du Rhône-Mont Fort-Valpelline-zone d'Ivrée.

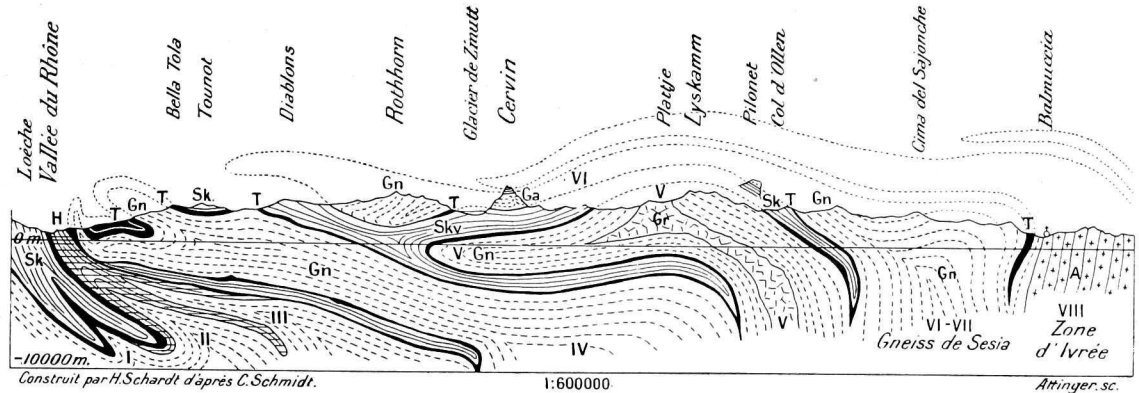


Fig. 2. Profil Loèche-Rothhorn-Cervin-zone d'Ivrée.

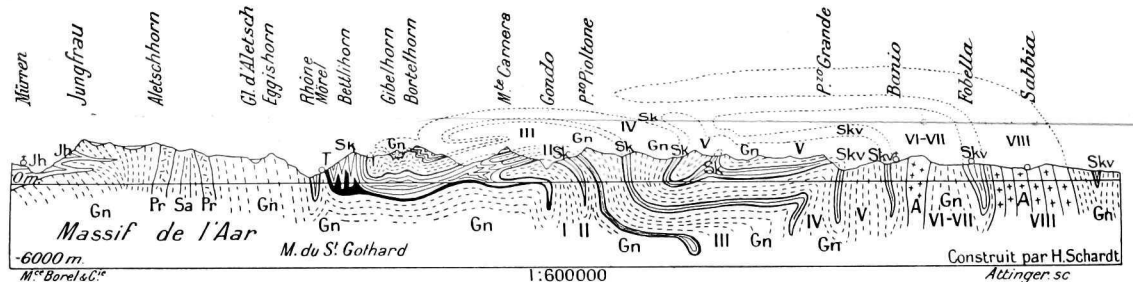


Fig. 3. Profil massif de l'Aar-Simplon-Alpes valaisannes.

Profils géologiques à travers les Alpes valaisannes.

Légende pour Fig. 1-3. Jh. Jurassique faciès helvétique; Sk. Schistes lustrés (Jurassique); Skv. Schistes verts (Jurassique-Trias); T. Trias (Gypse, Dolomite, Marbres, Quartzites); H. Carbonifère; Gn. Gneiss massif et schisteux et schistes micacés; Sa. Schistes amphiboliques; Pr. Protogine; Gr. Granite; A. Diorites, Amphibolites, Gabbros; I-VII. Nappes de gneiss et de schistes cristallins. I-IV. Nappes de gneiss du Simplon (voir fig. IV). V. Nappe du Mont-Rose; VI-VII. Nappe de la Dent-Blanche. VIII. Zone amphibolique d'Ivrée.

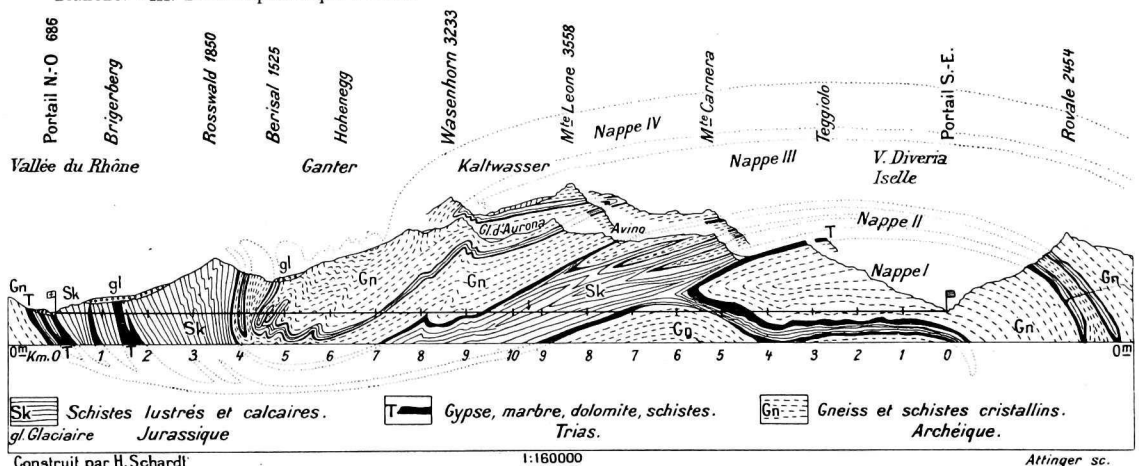


Fig. 4. Profil géologique à travers le massif du Simplon, suivant l'axe du grand tunnel.

I. Nappe du gneiss d'Antigorio; II. Nappe du gneiss de Lebedun avec 2 à 3 digitations; III. Nappe du gneiss du Monte Leone; IV. Nappe du gneiss et des schistes cristallins de Berisal (Nappe du Grand Saint-Bernard).

(Clichés tirés du Dictionnaire Géog. de la Suisse, Imp. Attinger frères, Neuchâtel.)

Rovale. C'est au Nord de cette chaîne que la nappe frontale se déverse vers le Nord, immédiatement séparée de la région radicale par la vallée de la Diveria ; son bord Sud suit étroitement le développement de celui de la nappe II, sans cependant se poursuivre aussi loin vers le Nord-Est. Cette masse frontale du gneiss du Monte Leone est extrêmement compliquée. Elle s'enfonce vers le Nord-Ouest, après avoir décrit une courbe en forme de dôme, en contournant la voussure apparente des deux nappes inférieures ; mais elle s'étend bien plus loin vers le Nord-Est que les deux précédentes.

Elle s'enfonce en effet profondément dans la masse de schistes calcaires qui lui servent d'assiette. Le tunnel du Simplon l'a traversée entre les kilomètres 7 et 8 de l'attaque Nord (voir le profil, fig. 4, pl. VII). Puis elle se relève, probablement après avoir passé près du niveau de la mer, et vient former plusieurs *digitations frontales émergentes*, dont deux viennent au jour entre la vallée de la Viège et la Vallée de Binn ; ce sont les zones du *gneiss d'Eisten* et de la *Ganter*. Cette dernière, la plus importante, se poursuit dès le Gebüdem sur Visperterbinen, jusqu'à sa fusion avec le gneiss de Binn. La première plus étroite et placée au Nord de l'autre, a aussi un moins grand développement et s'arrête avant la Vallée de Binn. Mais le gneiss du Monte Leone n'aurait qu'un faible développement superficiel, sans un accident qui se produit au Nord de sa plongée vers le Nord. Sur la courbure en dôme qu'il décrit parallèlement à son substratum, se greffe un repli qui fait que *toute l'épaisseur de ce gneiss se renverse en formant un pli couché vers le Nord* (pli en cimier renversé). On voit apparaître ce repli accessoire au Hübschhorn, du côté Est du Col du Simplon ; il forme le sommet du Monte Leone, mais à partir de cet endroit, l'érosion profonde de la combe de l'Alpe di Veglia a fait disparaître toute cette masse repliée. Mais dans la direction Est la base schisteuse qui supporte la nappe plongeante se

soulève graduellement ; les deux digitations frontales se confondent avec la masse principale et la couverture de celle-ci formée par la nappe suivante (IV) ayant été enlevée par l'érosion, toute la nappe du Monte Leone vient aussi au jour et forme la formidable masse gneissique qui constitue l'arête dès le Ritterpass au sommet de l'Ofenhorn. Il y a encore quelques ondulations, mais la disposition en synclinal est toujours bien apparente, quoique moins écrasée que dans la région du tunnel du Simplon. Cette cuvette s'aplanit encore davantage à l'approche de l'Ofenhorn, où la *superposition de ce gneiss sur les schistes jurassiques est visible et évidente* ; d'ailleurs, à deux kilomètres au Nord-Est de ce sommet ce gneiss s'arrête complètement, enlevé par l'érosion et ne laissant que son substratum schisteux sédimentaire à l'altitude de près de 3000 mètres. C'est par conséquent ce chiffre qui mesure de combien la nappe du Monte Leone s'est élevée dès la région du Tunnel du Simplon jusqu'à l'Ofenhorn, sur une longueur de 25 kilomètres, ayant donc une pente d'environ 12 %.

IV. *La nappe surtout micaschisteuse du Grand St-Bernard* se rattache dans la région du Simplon aux gneiss de la vallée de Bognanco, sur le versant Sud de l'Arête de Pioltone-Rovale. Ce qui en existe dans ce groupe n'est donc qu'un *lambeau frontal de recouvrement*, dont la masse principale constitue le gneiss de Bérisal. Ce dernier occupe la cuvette synclinale que dessine la nappe du Monte Leone. Elle en épouse tous les contours et ondulations et *pénètre profondément dans le repli en synclinal couché placé au dessous du pli en cimier renversé qui couronne le Monte Leone* (voir le profil 4, pl. VII). Le soulèvement graduel de la nappe du Monte Leone dans la direction Est, et l'évasement de plus en plus prononcé de la cuvette synclinale de celui-ci, font que le remplissage du gneiss de Bérisal se réduit rapidement du côté Est, en sorte qu'à moins de 10 kilomètres au Nord-Est du passage du tunnel, le

gneiss du Monte Leone vient au jour dans le haut du Steinental. Le fond étant ondulé, les lambeaux de gneiss de Bérissal se divisent en deux bandes, celle du Gibelhorn, un vrai lambeau de recouvrement replié, et celle du Hüllehorn, continuation de la masse du Wasenhorn et dernière terminaison de celle-ci. Toutefois, on trouve encore sur les sommets du Helsenhorn et du Cherbadung des lambeaux isolés de ce gneiss, accompagnés de schistes verts. C'est à ce gneiss que doit se rattacher la masse de serpentine du Geisspfad formant les sommets du Schwarzhorn et du Rothorn, si elle ne fait pas plutôt partie des schistes lustrés.

Le Col du Simplon suit exactement le contact entre la plongée de la nappe du Monte Leone et celle des gneiss et schistes de Bérissal. C'est le long du flanc Ouest de cette dépression que s'accomplit la jonction de la masse frontale de Bérissal avec la zone radicale. Le repli en forme de U qui caractérise la masse de Bérissal s'y trouve encore conservé, et grâce à l'enfoncement de l'ensemble des nappes dans la direction Ouest ce repli, très écrasé d'ailleurs, renferme au Magenhorn une intercalation de schistes calcaires et de Trias dolomitique. Mais à partir de la vallée de la Viège, le bord émergent s'enfonce sous les schistes mésozoïques et l'on ne voit plus qu'une seule masse ininterrompue qui atteint parfois une épaisseur énorme, puisqu'elle constitue les masses extrêmement élevées du Fletschhorn et des Mischabel. L'enfoncement se continuant, la partie dorsale de cette nappe est recouverte par les nappes suivantes et on n'en voit plus que le bord frontal qui émerge le long de la vallée du Rhône, en formant en outre plusieurs digitations (voir fig. 1 et 2, pl. VII). Ce bord frontal paraît comme écrasé contre la zone des schistes lustrés, probablement par suite de la pression exercée par la superposition des nappes suivantes :

V. Le *gneiss du Mont Rose* rappelle par sa position celui du Gneiss d'Antigorio, car il dessine au

dessous du massif dont il porte le nom un véritable dôme dont le bord frontal ne s'avance pas bien loin vers le Nord, peut-être moins que ne le représente le profil 2, pl. VII. Il s'en suit qu'à partir de Zermatt la nappe VI (Dents Blanches) vient se superposer aux couches mésozoïques qui recouvrent la nappe du Grand St-Bernard, ce qui coïncide avec une accumulation considérable de ces sédiments. Le gneiss du Mont Rose n'a qu'une extension limitée en surface entre le val d'Antrona et le col du St-Théodule, car la nappe VI vient ici immédiatement se superposer à ce gneiss. Mais il doit se continuer en profondeur du côté Sud, car d'après M. Stella, il perce au jour, au-dessous des terrains des Pietre verdi, dans une coupole très régulière près d'Arceza dans le Val d'Aoste (prof. 1, pl. VII). On considère aussi le gneiss du Grand Paradis comme étant une réapparition lointaine de cette nappe.

VI. Le *gneiss de la Dent Blanche* ou d'Arolla constitue le terme le plus élevé des nappes gneissiques du Valais. Il est représenté dans cette chaîne par deux masses entièrement séparées de leur racine, formant de grands lambeaux de recouvrement. C'est d'une part la couverture de la Dent Blanche et celle du Mont Mary, de l'autre; cette dernière est entièrement sur territoire italien et même la grande masse de la Dent Blanche ne se trouve qu'en partie sur territoire suisse. Cette grande nappe présente, d'après M. Argand, plusieurs ondulations assez énergiques et en particulier un contournement frontal visible à la Dent de Veisivi. Ce sont en arrière de ce dernier, le synclinal du Dolin, l'anticlinal de la Za, le synclinal du Mont Collon, lequel se poursuit par le glacier d'Otemma (Hautema), l'anticlinal des Bouquetins sur la frontière suisse, puis la vaste cuvette de la Valpelline qu'un anticlinal aigu, dans lequel percent le Trias et les schistes du soubassement, sépare du lambeau synclinal du Mont Mary. Dans le synclinal du Mont Dolin sont renfermés des

terrains de la couverture sédimentaire de la grande nappe, sous forme de quartzites et de roches dolomitiques du Trias et de schistes calcaires jurassiques.

La position étrange des gneiss de la Dent Blanche avait été remarquée par Gerlach qui l'avait représentée comme un éventail à déversement périphérique, soit une sorte de pli en champignon, bien qu'il n'eût pas employé cette désignation. Giordano par contre y voyait le terme le plus récent des couches de cette région, en constatant sa superposition aux terrains sédimentaires du soubassement. Cette divergence d'interprétation est intéressante à relever ici, par l'analogie qu'elle présente avec le problème de la situation anormale de la masse jurassique de la brèche du Chablais qui a donné lieu à deux propositions identiques. Gerlach ne pouvait se résoudre à considérer le gneiss comme plus récent que les terrains qui s'enfoncent de toutes parts sous ce terrain, tandis que Giordano ne pouvait douter de la réalité de ses constatations tectoniques. Une discussion à cette époque (1869) aurait pu faire jaillir déjà alors la vérité que nous proclamons aujourd'hui !

Les relations entre les nappes gneissiques et cristallophylliennes que nous venons d'énumérer, avec les masses cristallines du Tessin et des Grisons, sont encore difficiles à fixer. J'ai déjà essayé d'établir un parallélisme, sans pouvoir arriver à la certitude d'être dans le vrai sur tous les points. Il faudrait pouvoir suivre les intercalations sédimentaires entre les nappes gneissiques depuis les Alpes pennines et lépontines, où ces nappes sont superposées, à travers le Tessin occidental, où les nappes couchées font en partie défaut, enlevées qu'elles sont par l'érosion; il n'y a plus là que leurs racines, sous forme de zones fortement redressées et écrasées, lesquelles se relient à des nappes gneissiques qui s'enfoncent sous les schistes grisons. Des recherches spéciales dans

ce sens restent encore à faire. Le profil synthétique, fig. 3, pl. VII, est destiné à montrer comment les nappes cristallines se relient à leurs zones radicales. Ce sont, comme on voit, des couvertures plus ou moins épaisses de gneiss et roches cristallines que nous devons désigner par *nappes anticlinales*; les intercalations sédimentaires plus ou moins métamorphiques réclament dès lors le nom de *nappes synclinales*. Ces nappes se rattachent à des *zones radicales redressées*. Il y a des raisons pour admettre que les unes et les autres ont été elles-mêmes un certain moment dans cette même position redressée; mais elles se sont renversées vers le Nord. Au cours de ce renversement les diverses nappes se sont plissées soit isolément, mais le plus souvent collectivement, ainsi que l'ont montré les constatations qui précèdent; par exemple le pli dorsal renversé du Monte Leone, avec un noyau synclinal de la nappe du Grand St-Bernard. Ces replis simulent parfois, dans les parties à fort plongement, la forme de zones radicales; mais ce sont alors de « fausses racines », comme par exemple les gneiss redressés des nappes III et IV entre l'arête de Pioltone-Rovale et le Val Bognanco (fig. 3. pl. VII). En effet, bien plus au Sud, le Gneiss de la zone IV revient au jour au Pizzo Grande, au-dessous d'un pli en genou érodé qui traverse la nappe V. Les zones verticales de l'arête du Pioltone ne sont donc pas les vraies racines !

Relations entre les nappes cristallines et les nappes sédimentaires préalpines.

Nous avons constaté que les plis haut-alpins, à faciès dit helvétique, sont « enracinés » sur les massifs cristallins Aiguilles Rouges-Mont-Blanc et de l'Aar. La situation des nappes préalpines et surtout leur ancienne superposition certaine aux terrains de la nappe du Mont Bonvin qui a sa racine dans la zone des schistes lustrés de la vallée du Rhône, nous forcent inévitablement à placer leurs racines au Sud de cette dernière zone.

Là apparaissent précisément les bords frontaux des six nappes cristallines que nous venons de suivre. Peut-être y en avait-il encore une ou deux de plus, mais ce nombre bien constaté peut satisfaire à l'essai de parallélisation que nous allons tenter. On peut à priori admettre que ces plis-nappes cristallins, entre lesquelles il n'y a parfois qu'une très faible épaisseur de terrains sédimentaires (ceux-ci ayant été écrasés lors de l'entassement des nappes) ont été recouverts primitivement de toute la série des formations sédimentaires. L'écrasement des plis cristallins les uns contre les autres a forcément produit une *accumulation de ces revêtements sédimentaires dans la région frontale culminante*. Ce phénomène a dû s'accroître encore lors du renversement des plis vers le Nord, accompagné d'un allongement, autant des noyaux cristallins que de leurs intercalations synclinales sédimentaires. Au cours de ces mouvements, certaines roches devaient être tout particulièrement propres à servir de surface ou de milieu glissant, comme par exemple le gypse et les roches dolomitiques friables du Trias (ces derniers se réduisent en poussière et fragments, d'où résulte la cornieule), ou bien encore les marnes argileuses du Lias et de l'Oxfordien. Le renversement a fait se séparer entièrement les accumulations sédimentaires culminantes des racines cristallines, aujourd'hui séparées des nappes préalpines par les plis haut-alpins, à faciès helvétique. Il n'est donc pas possible de juger directement des relations qui doivent exister entre ces nappes cristallines et les nappes sédimentaires des Préalpes, en se basant seulement sur les roches sédimentaires, attendu que celles-ci sont, dans le domaine des nappes cristallines, dans un état de transformation mécanique tel que toute comparaison devient impossible.

D'ailleurs, d'après ce qui a été dit plus haut, la plus grande partie des sédiments a été évacuée d'entre les nappes cristallines, pour venir se déverser, indépendamment de celles-ci, sur la région située au Nord, soit les plis-nappes

helvétiques, dont le développement ultérieur les a transportées ensuite encore plus vers le Nord, dans leur position actuelle. Il n'y a donc plus aucune jonction entre les deux éléments des nappes de part et d'autre. La seule certitude qui existe, c'est que *les nappes sédimentaires préalpines doivent se rattacher à des nappes cristallines au Sud de la zone des schistes lustrés.*

J'ai déjà montré précédemment que la zone dite du Briançonnais des Alpes françaises renferme des roches sédimentaires qui se rapprochent jusqu'à un certain point de celles des Préalpes. Mais jusqu'à présent le Valais n'en a pas fourni d'exemple incontestable. La formation de calcaire dolomitique très puissante que Gerlach a nommée « calcaire des Pontis », présente seule une certaine ressemblance avec la masse de calcaire également dolomitique qui forme la base de la nappe des Préalpes médianes du côté interne, abstraction faite des modifications dues au métamorphisme qui ont rendu le calcaire des Pontis plus cristallin. Ce calcaire s'adapte, soit directement, soit indirectement à la nappe du Grand St-Bernard, dont le séparent des amas de gypse et des couches de quartzite, d'épaisseur très variable. Ce calcaire ne peut en tous cas pas dériver d'une nappe plus élevée, mais bien peut être d'une plus profonde. Si l'analogie mentionnée est justifiée, la nappe des Préalpes médianes aurait donc comme noyau cristallin la nappe du Grand St-Bernard, tandis que les nappes I-III représenteraient les noyaux de la zone carbonifère, dite « axiale » et de la zone des schistes lustrés. Quant aux nappes supérieures, celle de la Brèche se rattacherait à la masse gneissique du Mont-Rose et la nappe rhétique, de même que celle des Alpes orientales, à la nappe du gneiss de la Dent Blanche. La présence de roches éruptives autant dans les couches cristallines que dans les sédiments de cette dernière nappe, expliquerait la provenance des roches éruptives basiques qui accompagnent les lambeaux de la nappe rhétique, et à plus forte raison celles qui sont associées à la nappe austro-alpine.

Il est difficile de trouver des points d'attache plus sûrs en vue d'établir bien positivement les relations que nous supposons. A l'écrasement que les terrains ont subi le long de la vallée du Rhône, s'ajoute encore la présence du puissant remplissage d'alluvion de ce sillon, qui soustrait à l'observation une partie importante de cette remarquable zone tectonique.

C'est pour ce motif que M. Haug et après lui M. Schmidt ont dénommé la vallée du Rhône une vallée « cicatrice ». Ils admettent que c'est sur cette ligne qu'auraient surgi les nappes préalpines et que des dislocations subséquentes en auraient supprimé les traces en refoulant des plis du voisinage par-dessus l'emplacement des racines, après l'arrachement de ces nappes de leurs racines et leur transport sur le versant Nord des plis helvétiques. C'est une hypothèse analogue à celle qu'avait admise M. Studer pour expliquer la disparition de la chaîne marginale des Alpes (la chaîne vindélicienne de Gumbel) et d'où proviendraient les roches dites exotiques. L'idée d'une vallée cicatrice est certainement soutenable, en principe et à titre de simple hypothèse ; mais en réalité rien ne la justifie, attendu que les zones de terrains que nous voyons entrer dans cette dépression du Sud-Ouest au Nord-Est se continuent sans interruption, sauf ce qui est caché sous les alluvions. Le fait que les bords frontaux de plusieurs des nappes gneissiques (I, II et III) ne viennent pas au jour sur une certaine longueur et restent recouvertes par les schistes lustrés et le carbonifère, n'est nullement la conséquence d'une « cicatrisation », car au Simplon, où cette question ne se pose pas même, ces nappes n'émergent pas non plus. De plus, la nappe cristalline du Grand St-Bernard conserve sur toute la longueur les mêmes allures et laisse émerger sa partie frontale. M. Schmidt fait sortir toutes les nappes préalpines du flanquement Sud du Mont-Blanc, chose qui est impossible. Mais à l'appui de cette dernière idée, l'hypothèse

d'une vallée cicatrice est évidemment nécessaire, puisque, entre le bord Sud du Mont-Blanc et la zone des schistes lustrés, il n'y a rien qui puisse servir de racines aux nappes des Préalpes.

CONCLUSION

En terminant cette description succincte de la géologie d'une région fort vaste et d'une structure extrêmement compliquée, je me demande si j'ai bien réussi à atteindre le but que je me suis proposé. J'ai essayé de faire connaître l'état actuel de nos connaissances sur l'architecture d'une partie des Alpes suisses; mais le problème dont j'indique la solution au moyen d'une série de profils géologiques s'applique en réalité à toute la chaîne des Alpes et à ses prolongements dès les Pyrénées aux Carpathes, y compris les Balkans et les chaînes de l'Asie centrale, ainsi que l'Apennin et l'Atlas.

Cette description s'adressant aussi à des non-spécialistes, j'ai dû donner parfois des explications qui ont malheureusement un peu trop allongé certaines parties de mon exposé. Dans le but d'être aussi bref que possible, j'ai cité parfois des conclusions, sans indiquer les transformations que les idées ont dû subir avant d'arriver à la dernière solution. Puis ces idées ne se transformeront-elles pas de nouveau pendant les années à venir? Chaque année apporte une nouvelle moisson de découvertes et d'observations qui complètent et précisent les connaissances déjà acquises. Puis combien d'énigmes existe-t-il encore dans ce monde invisible qu'est l'intérieur de la terre!

Les profils qui accompagnent cet exposé ne peuvent aspirer qu'à une précision relative. Pour donner une vue d'ensemble sur la situation qu'ils sont destinés à représenter, il a fallu étendre le dessin chez quelques-

uns jusqu'à plusieurs milliers de mètres au-dessous du niveau de la mer, donc en dehors de toute possibilité d'accès et en interprétant des relevés faits par divers géologues, dont les noms sont indiqués sur chacun.

Les nouvelles recherches pendant les années à venir serviront à y apporter encore bien des modifications et des corrections. Mais les résultats des explorations dans les Alpes et ailleurs pendant les derniers quinze ans nous ont montré que le principe des plis couchés, déjà inauguré par Arnold Escher de la Linth et Heim dans les Alpes glaronnaises, puis établi comme un phénomène prédominant dans les montagnes du Midi de la France par Marcel Bertrand, et par Termier dans l'ensemble des Alpes, est bien le trait essentiel qui caractérise la structure du système alpin et de ses annexes. Sous le rapport du principe, que ces profils sont destinés à représenter, il n'y aura guère de changements de vue à prévoir ; mais de nombreux détails viendront compléter et préciser ce qui n'est, pour le moment, qu'un essai bien imparfait.

Le fait de la participation aux plissements alpins des masses de roches cristallines de la partie profonde de l'écorce terrestre est désormais fermement établi ; de même que le transport, sur de grandes distances, de terrains plissés en plis-nappes entassés. Ce phénomène constitue le « charriage tectonique », dont le mécanisme ressemble à un véritable *écoulement de matière solide*, après que les plis resserrés et entassés eurent atteint une très grande hauteur. Les plus inférieurs de ces plis devaient servir de chariots au transport des supérieurs, *même après que ceux-ci eurent déjà été arrachés de leurs racines* ; d'autre part ces derniers firent plus d'une fois l'effet de *rouleaux compresseurs ou écraseurs* sur les premiers. Cet effet mécanique ressort tout spontanément de plusieurs de nos profils !

Mars 1909.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

- 1789 H B DE SAUSSURE. Voyage dans les Alpes *Neuchâtel*.
- 1832 CH. LARDY. Essai sur la constitution géognostique du St-Gothard. *N. Mém. Soc. helv. Sc. nat. t. I.*
- 1834 B. STUDER. Géologie der Westlichen Schweizeralpen *Heidelberg et Leipzig*.
- 1841 J. DE CHARPENTIER. Essai sur les Glaciers *Lausanne*.
- 1842 B. STUDER. Aperçu général sur la structure géologique des Alpes *Bibl. universelle, Genève*. Mars 1842.
- 1844 » Mémoire géologique sur la masse des montagnes entre la route du Simplon et celle du St-Gothard *Mém. Soc. géolog. de France. t. I. 305-365*
Carte géolog. et profils.
- 1853 STUDER et ESCHER. Carte géologique de la Suisse. Echelle 1 : 390000. 2me édition, publiée en 1869 par I. Bachmann.
- 1854 PH. DE LA HARPE. De la formation sidérolithique dans les Alpes. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. t. VIII, 341*.
- 1855 » Houille kimméridgienne du Bas-Valais. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. t. IV, 252, 253, 254, 304*.
- » DE LA HARPE et RENEVIER. Excursion géologique à la Dent du Midi. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. t. IV. 261*.
- » H GIRARD. Geologische Wanderungen. Wallis, Lettres Nro I à XII. *Halle*.
- 1858 VENETZ. Mémoire sur l'extension des anciens glaciers *Mém. Soc. Helv. Sc. nat.*
- 1859 H. GERLACH. Rapport sur la constitution géologique du massif du Simplon à propos du percement d'un tunnel entre la Suisse et le Piémont. *Manuscrit*.
- » PH. DE LA HARPE. Esquisse géologique de la chaîne du Meuvran. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. t. VI. 231*.

- 1859 VENETZ. Note sur le glacier diluvien de la vallée du Rhône et le Tauretunum. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* t. VI 129.
- 1860 PH. DE LA HARPE. Géologie de la Dent du Midi. *Bull. Soc. vaud.* VI. 18, 21.
- 1862 ALPH. FAVRE. Carte géologique des parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse, voisines du Mont Blanc; avec explications. *Genève.*
- 1863 J. B. SCHNETZLER. Feuilles dans les schistes de Morgins. *Bull. Soc. vaud.* VIII, 7, 23.
- 1865 E. DESOR. Sur la disposition des massifs cristallins des Alpes. *Bull. Soc. géol. de France.* t. XII, 384.
- » » L'orographie des Alpes (der Gebirgsbau der Alpen) *Wiesbaden.*
- » ALPH. FAVRE. Sur la structure en éventail du Mont-Blanc. *Actes Soc. helv. Sc. nat.*
- » GERLACH, MÖESCH et BACHMANN. Carte géologique de la Suisse, 1 : 100000, *feuille XVIII.*
- 1866 SCHERRER. Die chemische Konstitution der Putonite. *Festschrift z. 100 jähr. Jubiläum der Bergakademie Freiberg.*
- 1867 ALPH. FAVRE. Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse, voisines du Mont Blanc. *Genève et Paris.* Victor Masson.
- 1869 B. STUDER. Orographie der Schweizer Alpen. *Annuaire S. A. C.*
- » » Erläuterungen sur zweiten Auflage der geologischen Karte der Schweiz.
- » H. GERLACH. Die penninischen Alpen *N. Mém. Soc. helv. Sc. nat.* t. XXIII. Réimprimé en 1883 dans les *Matériaux pour la carte géologique de la Suisse.* livr. XXVII.
- » F. GIORDANO. Sulla orografia e sulla geologica costituzione del Gran Cervino. *Torino.*
- » » Notice sur la constitution géologique du Mont Cervin. *Archives, Genève,* mars.
- 1870 H. GERLACH. Carte géologique de la Suisse, 1 : 100000 *feuille XXII.*
- » V. GILLIÉRON. Notice sur les terrains crétacés des deux côtés du Léman. *Archives. Genève.* t. XXXIX.

- 1871 H. GERLACH. Das südwestliche Wallis. *Mat. Carte géologique Suisse*. livr. IX.
- 1872 B. STUDER Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz. *Bern*, J. Dalp.
- 1873 K. v. FRITSCH. Das Gotthardgebiet. *Mat. carte géolog. Suisse*. XV. Carte 1: 500000.
- H. GERLACH. Die Bergwerke des Kantons Wallis, nebst einer kurzen Beschreibung seiner geologischen Verhältnisse, in Rücksicht auf Erz- und Kohlenlagerstätten. *Sitten*, Verl. A. Galerini. Réimprimé en 1883 dans livr. XXVII des *Matériaux pour la carte géolog. de la Suisse*.
- 1874 B. GASTALDI. Studii geologici sulle Alpi occidentali. Parte I, 1871; II, 1874.
- 1877 G. ISCHER. Blicke in den Bau der westlichen Berner Alpen. *Fahrbuch S. A. C.*
- DE LA HARPE. Note sur la géologie des environs de Loèche-les-Bains. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* XV.
 - » Le Nummulitique du Val d'Illiez *Actes Soc. hel. Sc. nat.* Brigue.
 - E. RENEVIER. Notice sur ma carte géologique de la partie sud des Alpes vaudoises et des régions limitrophes. *Archives, Genève*, t. LIX, 15 mai.
 - » Notice sur les Blocs erratiques des environs de Monthey. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* t. XV.
- 1878 » Structure géologique du massif du Simplon, à propos du tunnel projeté. Rapport de l'expertise de MM. Renevier, Heim et Taramelli. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* t. XV.
- 1880 A. BALTZER. Der mechanische Kontakt von Gneiss und Kalk im Berner Oberland. *Mat. Carte géolog. Suisse*. livr. XX.
- E. RENEVIER. Itinéraire S. A. C. Les Hautes Alpes calcaires entre le Rhône et le Rawil. *Lausanne*, G. Bridel.
 - » Gisements fossilifères houillers du Bas-Valais. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* t. XVI. 395-408.
 - G. ISCHER, E. FAVRE, E. RENEVIER et H. GERLACH. Carte géologique de la Suisse. t. XVII, 1: 100000.
- 1881 EDM. v. FELLEBERG. Die Kalkkeile am Nord- und Südrande des westlichen Teiles des Finsteraarhornmassivs *Mitteil. naturf. Gesellsch. Bern*.

- 1881 MARSHALL-HALL. Analyse d'une roche dolomitique du Val de Saas. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* XVII. p. 592.
- 1882 H. GERLACH. Carte géologique de la Suisse, 1 : 100000, feuille XXIII.
- » T. TARAMELLI. Osservazioni fatte nei monti circostanti al Passo del Sempione. *Boll. Soc. geol. Italiana.* I.
 - » EDM. V. FELLEBERG. Itinerar für das Exkursionsgebiet S. A. C. Westliche Berner Alpen und der westliche Teil des Finsteraarhorn-Centralmassiv.
 - » E. RENEVIER. Nouveau gisement de marbres saccharoïdes sur Branson. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* t. XXIII, 129-131.
- 1883 » Etude géologique sur le nouveau projet de tunnel coudé à travers le massif du Simplon. Rapport sur l'expertise de MM. Heim, Ch Lory, Taramelli et Renévier en 1882. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* XIX.
- 1884 ALPH. FAVRE. Carte du Phénomène erratique de la Suisse. Notice sur celle-ci. *Archives, Genève.* t. XII.
- 1885 H. SCHARDT. Structure géologique des Dents du Midi et des Tours Sallières. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* t. XXII, p. V.
- 1886 E. RENEVIER. Excursion de la Société géologique suisse dans les Hautes Alpes vaudoises. *Archives, Genève.*
- » H. SCHARDT. Géologie des Dents du Midi et des Tours Sallières. *C.-R. Soc. helv. Sc. nat. et Soc. géolog. Suisse,* Genève.
 - » C. SCHMIDT. Geologische und petrographische Mitteilungen über einige Porphyre der Centralalpen etc. *N. Jahrb. f. Min. Geolog. etc.* Beilageband IV.
- 1887 EDM. V. FELLEBERG. Geologische Uebersicht über das Exkursionsgebiet. *Jahrb. S. A. C.* t. XXII.
- » E. FAVRE et H. SCHARDT. Description géologique des Préalpes du Canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Drance et de la Chaîne des Dents du Midi. *Mat. carte géolog. de la Suisse.* Liv. XXI, part. I.
 - » ZACCAGNA. Sulla geologia delle Alpi occidentali. *Boll. Soc. geol. d'Italia,* 11-12.

- 1887 EDM. v. FELLEBERG. Granit und Gneisse der Berner-Alpen. *Mitt. naturf. Ges. Bern.*
- 1888 A. BALTZER. Aarmassiv und Gotthardmassiv. *Mat. Carte géolog. de la Suisse*. Livr. XXIV, 4me partie. Voir aussi *Archives, Genève*, t. XX, p. 324.
- » H. SCHARDT. Gisement fossilifère dans les Alpes du Chablais valaisan. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* t. XXIV. P-V. p. XV.
 - » » Structure géologique des Dents du Midi. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* t. XXIV. P-V. p. XV.
 - » C. SCHMIDT. Ueber den sogenannten Taveyannazsandstein. *N. Jahrbuch f. Min. etc.* t. II.
- 1889 C. DIENER. Zum Gebirgsbau der „Centralmassive des Wallis“ *Sitzungsber. k. k. Acad. der Wissensch.* Wien. t. XCVIII, I.
- » C. SCHMIDT. Zur Geologie der Schweizer Alpen. *Bâle*. Benno Schwabe.
 - » MARSHALL-HALL. Swiss geological Excursion. *Geolog. Magazine*, 252-255.
 - » » On rocks from the Saasthal. *Proceedings of geol. Soc. of London*. XI, 4, 1-9.
 - » H. SCHARDT. Limon éolien de la vallée du Rhône. entre Outre-Rhône et Morcles. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* t. XXVI, P-V, p. VII.
- 1890 NOË. Geologische Uebersichtskarte der Alpen nebst Erläuterungen. *Wien*. E. Hölzel.
- » MICHEL LEVY. Etude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc. *Bull. serv. Carte géolog. de France*. Nro 9.
 - » L. DUPARC et PICCINELLI. Composition de la serpentine du Geisspfad. (Vallée de Binn). *Archives, Genève*. XXIV, p. 260.
 - » T. G. BONNEY. On the crystalline schists and their relations to the mesozoic rocks in the lepontine Alps. *Quart. journal, London*. 187-240.
 - » E. RENEVIER. Monographie des Hautes Alpes vaudoises. *Mat. carte géolog. de la Suisse* livr. XVI. Carte géolog. spéc. 1 : 500000, 7 pl. 562 p.
 - » F. A. FOREL. Origine du bassin du Léman. *Archives, Genève*, t. XXIII, p. 184, et *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* t. XIV, P-V. p. XII.

- 1890 GRAEFF. Recherches sur les porphyres du Massif du Mont Blanc. *Actes Soc. helv. Sc. nat.* Davos.
- » H. SCHARDT. Observations sur la géologie du Massif du Simplon. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* t. XXVII, P-V. p. XVI.
 - » » Géologie des Dents du Midi et des Tours Sallières, Théorie du mécanisme du renversement de ces plis. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* t. XXVII, P-V. p. VII, *Archives, Genève.* XXV, p. 237.
- 1891 F. A. FOREL. La genèse du Léman. *C. R. Soc. hel. Sc. nat.* Fribourg. *Archives, Genève*, t. XXVI, p. 597 et *Eclogæ* II.
- » C. DIENER. Der Gebirgsbau der Westalpen. *Wien*, F. Tempsky.
 - » A. HEIM. Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. *Mat. carte géolog. de la Suisse* livr. XXV.
 - » H. SCHARDT. Série et épaisseurs des terrains suivant l'axe du tunnel du Simplon. *Annexe au rapport sur les études de 1890-91*, par J. Dumur. Berne.
 - » G. MAILLARD. Note sur diverses régions de la feuille d'Annecy de la carte géologique de la France. (Profils des Tours Sallières et des Dents du Midi). *Bull. serv. carte géolog. de la France.* Nro 22, t. III.
- 1892 S. TRAVERSO. Cenni preliminari sulla serie di rocce antiche in Val d'Ossola. *Atti Soc. ligustica di Sc. nat. Genova*, t. III, p. 95-108.
- » T. G. BONNEY. Euphotide or Saussurite-smaragdite Gabbro of the Saasthal. *Philosophical Magazine.* March. 1892.
 - » STAPFF. Remarks on Prof. Bonney's paper: On the crystalline schists etc. *Geolog. Magazine*, s. III, t. IX, p. 6.
 - » F. A. FOREL. Le Léman, Monographie limnologique, t. I. *Lausanne*, F. Rouge.
 - » L. MRAZEC. La Protogine du Mont Blanc. *Thèse universitaire, Genève.*
 - » E. HAUG. Sur la continuité vers le sud des plis de la Dent du Midi. *Bull. Soc. géol. de France*, 5 déc. 1892.
- 1893 T. G. BONNEY. Note on the Nufenenstock, Lepontine Alps. *Quart. Journal. London*, t. 49, p. 89-93.

1893 T. G. BONNEY On some schistose greenstones and so-called hornblendic schists from the Pennin Alps, as illustration of the pressure metamorphism. *Quart. Journal. London*, t. 49, p. 94-109.

» EDM. V. FELLEBERG. Geologische Beschreibung des nördlich der Rhone gelegenen Teiles von Blatt. XVIII. *Mat. Carte géolog. de la Suisse*, livr. XXII; part. I (Fellenberg) Massif de l'Aar. Part. II. Moesch. Kalk-und Schiefergebirge zwischen Lauterbrunnenthal und Gschinenensee.

» DUPARC et MRAZEC. Sur l'extrémité Nord du Massif du Mont-Blanc. *C-R. Acad. des Sciences, Paris*, 20 nov.

» » La Structure du Mont-Blanc. *Archives Genève*, t. XXIX, p. 74.

» » Roches amphiboliques du Mont-Blanc. *Archives Genève*, XXX.

» E. RENEVIER. Géologie des Préalpes de Savoie. *Actes Soc. helv. Sc. nat. Lausanne*, p. 1-21. *Eclogæ geol. helv.* IV et *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* XXIX p. 89-90.

» M. LUGEON. La Brèche du Chablais. *Actes Soc. hel. Sc. nat. Lausanne*, 1893 et *Eclogæ geol. helv.* t. IV.

» » Sur la géologie du Chablais. *Bull. Soc. géol. de France*. t. XV. 334-6.

» H. SCHARDT. Etude géologique et pétrographique sur le Gneiss d'Antigorio; Observations géologiques au Mont Catogne et au Mont Chemin. *Archives Genève* t. XXX. *Eclogæ geol. helv.* IV, 114-120. *Actes Soc. Helv.* Lausanne.

» » Sur l'origine des Préalpes romandes. *Archives Genève*. t. XXX Déc. *C-R de l'Acad. des Sciences, Paris*. 20 nov. 1893.

1894 DUPARC et MRAZEC. Note sur la serpentine de la vallée de Binn. *Bull. Soc. franc. de Minéralogie*. t. XVI. p. 8.

» GOLLIEZ. Profil du Simplon, et environs de Zermatt. *Livret guide géolog. de la Suisse*. Lausanne, Payot.

» » Plissements anciens de la Dent de Morcles. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* et *Archives Genève* XXXI, 199; *Livret guide*, 221.

- 1894 HEIM et SCHMIDT, avec collaboration de RENEVIER, ROLLIER, SCHARDT, LUGEON et PENCK. Carte géologique d'ensemble de la Suisse (Uebersichtskarte).
- » HAUG. Les zones tectoniques des Alpes de la Suisse et de Savoie. *C-R Acad. des Sciences*, Paris, 19 mars.
 - » A. BRUN. Note sur le gabbro d'Arolla. *Archives Genève*, XXXII, p. 103-109.
 - » DUPARC et MRAZEC. Excursion dans le Massif du Mont Blanc. *Genève*.
 - » » Le massif du Trient; étude pétrographique. *Archives Genève*, t. XXXII, 357-372.
 - » F. GRÆFF. Geologische und petrographische Studien in der Mont-Blanc Gruppe. *Berichte der Naturforsch. Gesellschaft, Freiburg* i. Br. IX.
 - » H. SCHARDT. Géologie des Dents du Midi et des Tours Sallières. *Bull. Soc. vaud. P-V*, p. XIII. *Archives Genève*. XXXI, p. 308.
 - » » Excursion à travers les Alpes occidentales de la Suisse. *Livret Guide. Lausanne*, Payot. p. 182-192.
 - » » Notice sur la structure géologique de la chaîne des Cornettes de Bise. *Bull. Soc. Murithienne*. XXI, XXII. p. 94-97.
 - » R. ZELLER. Geologische Streifzüge in den lepontinischen Alpen. *Fahrbuch S. A. C.*
 - » RENEVIER, LUGEON, BERTRAND, MAILLARD et MICHEL LEVY. Carte géologique de la France. 1 : 800000 ; feuilles 150 (Thonon) et 160 (Annecy).
 - » DUPARC et MRAZEC. Nouvelles recherches sur le Massif du Mont-Blanc. *Archives Genève*. XXXIV, 212-227.
 - » » et RITTER. Le grès de Taveyannaz et ses rapports avec la formation du Flysch. *Archives Genève* t. XXXIII.
 - » R. SCHÄFER. Ueber die metamorphen Gabbrogesteine des Allalingerbietes im Wallis. *Tschermaks min. & petrogr. Mitteil.* t. XV, 1,2 Heft.
- 1895 TRAVERSO. Geologia dell'Ossola. *Genova*, Tipogr. Angelo Ciminago.

- 1895 E. HAUG. Etude tectonique sur les Hautes Alpes de Savoie. *Bull. Carte géolog. de France.* t. VII.
- » » Sur les hautes Alpes calcaires de la Suisse. *C.-R. Soc. géolog. de France.* CVI-CXIV.
 - » H. SCHARDT. Compte-rendu de l'excursion à travers la Suisse occidentale. *Cong. géolog. inter. de Zurich.*
 - » C. SCHMIDT. Programme de l'excursion de la Soc. géol. suisse, du 8-15 Sept. 1905. *Eclogæ geolog. helv.* t. IV.
 - » » Géologie du Massif. du Simplon. Géologie de Zermatt et sa situation dans le système alpin. *Archives Genève.* XXXIV. *Eclogæ* t. IV, p. 367.
 - » STEINMANN. Geologische Beobachtungen in den Alpen, I, Das Alter der Bündner Schiefer. *Berichte der naturf. Gesellsch. Freiburg im Br.* IX.
 - » R. ZELLER. Ein geologisches Profil durch die Zentralalpen. *Mitteil. naturf. Gesellsch. Bern.*
- 1896 DUPARC et RITTER. Etude pétrographique sur les schistes de Casanna du Valais. *Archives Genève.* t. II.
- » E. HAUG. Etudes sur la tectonique des Alpes suisses. *Bull. Soc. géolog. de France.* t. XXIV.
 - » C. SCHMIDT. Geologie der Simplongruppe und die verschieden Tunnelprojekte- *Schweiz. Bauzeitung.* 18 Dez.
 - » R. ZELLER. Nachtrage zu meinem geologischen Querprofil durch die Zentralalpen. *Mitteil. naturf. Gesellsch. Bern.*
 - » M. LUGEON. La région de la Brèche du Chablais. *Bull. Carte géologique de France.* t. VII.
 - » DUPARC et MRAZEC. Carte géologique du Massif du Mont-Blanc. *Comptoir minéralog. et géolog. suisse,* Genève.
- 1897 M. LUGEON. Leçon d'ouverture du cours de géographie physique. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* t. XXXIII. p. 49-78.
- » O. LAVANCHY. Sur une nouvelle application des marbres de Saillon et leur exploitation. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* t. XXXIII. 231-234.
- 1898 E. RITTER. Le massif du Haut Giffre. Etude sur le raccord des plis couchés de la vallée de l'Arve avec ceux des Tours Sallières et de la Dent du Midi. *Bull. serv. Carte géol. France.* t. X.

- 1898 DUPARC et MRAZEC. Recherches géologiques sur le massif du Mont Blanc. 224 p. 24 pl. *Mém. Soc. phys. et d'hist. nat. Genève*. t. XXXIII.
- » H. SCHARDT. Les régions exotiques du versant Nord des Alpes suisses. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* XXXIV, p. 113-219.
- » » Détails tectoniques sur la chaîne des Cornettes de Bise. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* XXXIV, P-V. p. XXIV.
- 1899 A. BRUN. Péridotites et Gabbros du Matterhorn. *Archives Genève*. t. VII.
- » S. FRANCHI. Sull'età mesozoica della zona delle Pietre verdi nelle Alpi occidentali. 236 p. 5. tav. *Boll. del R. Comit. geol. Ital.* Roma.
- » J. FRÜH. Der Postglaziale Löss im St Gallischen Rheintal. (Mentionne le limon de la vallée du Rhône). *Vierteljahrsschr. zürch. naturf. Ges.* XLIV.
- » J. FRÜH Ueber postglazialen, intramoränischen Löss (Löss-Sand) im schweizerischen Rhonetal. *Eclogæ geol. Helv.* t. VI. p. 47-59.
- » E. RENEVIER. Etude géologique du tunnel du Simplon. *Eclogæ geol. Helv.* VI, 31-34.
- 1900 E. v. FELLEMBERG, E. KISSLING et H. SCHARDT. Lötschberg-und Wildstrubeltunnel. Geologische Expertise im Auftrage der Regierung verfasst. *Mitteil. naturf. Gesellsch. Bern.*
- » M. LUGEON. Première communication préliminaire sur la géologie de la région entre le Sanetsch et la Kander. *Eclogæ geol. Helv.* VI, 497-500.
- 1901 H. PREISWERK. Ueber Dunitserpentin am Geisspfad im Oberwallis. *Inaugural-Dissertation*, Basel.
- » A. BALTZER. Nachlese zur Geologie des Aarmassivs. *Mitteil. naturf. Gesellsch. Bern.*
- » L. MILCH. Ueber den Granitgneiss vom Roc Noir. (Massiv der Dent Blanche). *N. Jahrb. für Mineralogie etc.* t. I.
- » DUPARC. Sur la classification pétrographique des schistes de Casanna des Alpes valaisannes. *C-R Acad. des Sc. Paris*. 20 Mai.
- » BONARD. Etude pétrographique des roches éruptives du soubassement cristallin des Dents de Morcles. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* XXXVII, 273.

- 1902 C. SCHMIDT. Bemerkungen zum Entwurf eines geologischen Profils durch den Simplon, in der Richtung der Tunnelaxe. (*Manuscrit*).
- » TARAMELLI. Sulla probabilità tettonica del gruppo del Sempione. *Atti R. Accademia dei Lincei*. S. V. t. XI. 462-63.
 - » » Alcune osservazioni statigrafiche nei dintorni di Varzo. *Rendiconti del R. Institut. lomb. d. Sc.* s. II. t. XXV.
 - » M. LUGEON. Sur la coupe géologique du Massif du Simplon. *C-R. Acad. Sc. Paris*. 24 mars.
 - » » Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans le Chablais en 1901, suivi de :
 - » » Les grandes nappes de recouvrement dans les Alpes du Chablais et de la Suisse. *Bull. Soc. géolog. de France*. 4. s. t. I.
 - » H. SCHARDT. Rapport sur les venues d'eau dans le tunnel du Simplon du côté d'Iselle. *Lausanne*.
 - » A. MALLADRA. L'acqua nel Traforo del Sempione. *Milano*, L. F. Cogliati.
 - » E. JOUKOWSKY. Sur les éclogites des Aiguilles Rouges. *Archives Genève*. t. XIV, p. 151-171 et 261-281.
- 1903 A. BALTZER. Die granitischen Intrusivmassen des Aarmassivs. *N. Jahrb. f. Min. & geol.* Beilageband XVI.
- » H. PREISWERK. Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig. *Verhandl. naturf. Gesellsch. Basel*. t. XV, p. 293-315.
 - » H. SCHARDT. Note sur le profil géologique et la tectonique du tunnel du Simplon suivi d'un rapport supplémentaire sur les venues d'eau du côté d'Iselle. *Lausanne*. La notice seule : *Eclogæ geol. Helv.* 1904. t. VIII, 173-200.
 - » A. STELLA. Rilevamento geologico nell'Ossola *Relaz. Uff. d. Direz. del Serv. geolog. Roma*.
- 1904 U. GRUBENMANN. Die Kristallinen Schiefer. Allgemeiner Teil. *Berlin*, Gebr. Bornträger.
- » A. STELLA. Sulla geologia della Regione ossolana contigua al Sempione. *Boll. Soc. geolog. Italia*. t. XXIII.

- 1904 A. MALLADRA. Il traforo del Sempione. *Milano*, L. F. Cogliati.
- » P. TERMIER. Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. *Bull. Soc. géolog. France*. 4me S. t. III. 711-765.
 - » S. FRANCHI. Ancora sull'età mesozoica della zona delle Pietre verdi. *Boll. del. R. Comit. geolog. Italia*.
 - » L. W. COLLET. Etude géologique de la chaîne Tour Sallière-Pic de Tanneverge. *Mat. Carte géolog. de la Suisse*. N. S. XIX.
 - » » Tectonique de la chaîne Tours Sallière-Pic de Tanneverge. *Archives Genève*. IV, Ser. t. XVIII.
 - » E. SULZER-ZIEGLER. Der Bau des Simplontunnels. *Mittel. naturf. Gesellsch. Winterthur*. 243-247. Id. *Verh. Schweiz. naturf. Gesellsch. Winterthur*.
 - » A. HEIM. Ueber die geologische Voraussicht am Simplontunnel. *Eclogæ geol. helv.* t. VIII. 365-384.
 - » H. SCHARDT. Die wissenschaftlichen Ergebnisse des Simplondurchstichs. *Actes Soc. helv. Sc. nat.* Session de Winterthur, 172-210.
- 1905 SANDBERG. Etude géologique sur le massif de la Pierre à Voir, 123 p. 6 pl. *Paris*. Impr. Bouillant.
- » A. STELLA. Il problema geo-tettonico dell'Ossola e del Sempione. 39 p. 3 pl. *Boll. del R. Comit. geol. d'Italia*; Id. *Boll. Soc. geol. Italia*. t. XXIV.
 - » LUGEON et ARGAND. Plis du gneiss des Alpes. *C-R. Acad. des Sc. Paris*. 15 et 29 mai.
 - » CH. SARASIN. La chaîne du Simplon au point de vue géologique. *Archives Genève*. XIX.
 - » G. STEINMANN. Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardt'sche Ueberfaltungs theorie etc. *Berichte der Naturf. Gesellesch. Freiburg i. Br.* t. XVI. p. 18-67.
 - » CH. JACOB. Note sur la tectonique du massif crétacé situé au Nord du Giffre. *Bull. serv. carte géol. France*. t. XVI, 11 p. 2 pl.
 - » H. DOUXAMI et P. MARTI. Végétaux fossiles de la Molasse rouge de Bonneville, *Bull. Soc. géol. France*. s. IV. T. V. p. 777-798.

- 1905 LUGEON. Deuxième communication préliminaire sur la géologie de la région comprise entre le Sanetsch et la Kander. Les massifs du Torrent-horn et du Balmhorn. *Eclogæ geol. Helv.* t. VIII. 421-433.
- » H. SCHARDT. Les résultats scientifiques du percement du Tunnel du Simplon. Géologie, Hydrologie, Thermique. *Bull. Technique de la Suisse Romande.*
- » » Les eaux souterraines du tunnel du Simplon. *La Géographie, Paris.* IX.
- 1906 A. BALTZER. Das Berner-Oberland und Nachbargebiet. *Geologischer Führer XI. Berlin.* Gebr. Bornträger.
- » U. GRUBENMANN. Ueber einige schweizerische Glaucohangesteine. *Rosenbusch-Fest-Schrift.*
- » LUGEON et ARGAND. Nappes de Gneiss des Alpes. *C-R. Acad. des Sc. Paris.* 26 mars.
- » E. ARGAND. Sur la tectonique du Massif de la Dent Blanche. *C-R. Acad. des Sc. Paris.* 26 févr.
- » A. STELLA. Cenni geologici. Linee d'accesso al Sempione. *Roma.*
- » KILIAN et LORY. Compte rendu des collaborateurs à la carte géologique de France, Feuille du Grand St-Bernard. 1 : 3200.000. *Bull. Carte géolog. Fr.* XVI.
- » DUPARC. L'âge du granit alpin. *Archives Genève.* t. XXI. 297-312.
- » L. W. COLLET. Note sur la tectonique du Haut Giffre. *Archives Genève.* XXII.
- » U. GRUBENMANN. Prinzipien und Vorschläge zu einer Klassifikation der kristallinen Schiefer. *C-R. Congr. géol. Mexico.*
- 1898-1906 H. SCHARDT. Renseignements géologiques, publiés pendant les travaux de percement du tunnel du Simplon. *Rapports trimestriels au Conseil Fédéral.*
- 1904-1907 G. KLEMM. Berichte über Untersuchungen an den sog. Gneissen und metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. *Sitzungsber. preuss. Akad. d. Wissensch.* I, 1905, p. 46-65. II. 1905, p. 442-453. III. 1906, p. 420-431, IV. 1907, p. 245-258.

- 1907 U. GRUBENMANN. Die kristallinen Schiefer. Spezieller Teil. *Berlin*. Gebr. Bornträger.
- » M. LUGEON. La fenêtre de St-Nicolas et la fenêtre d'Ardon. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* t. XLIII. P-V. LVII.
 - » H. PREISWERK. Die Grünschiefer im Jura und Trias des Simplongebietes. *Mat. Carte géolog. Suisse*. N-S. XXVI.
 - » SANDBERG. L'âge du Granit alpin. *Archives Genève*. XXXIII. 581-594.
 - » C. SCHMIDT. Ueber die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. *Eclogæ geol. helv.* t. IX. 484-584.
 - » SCHMIDT, H. PREISWERK u. A. STELLA. Geologische Karte des Simplongebietes. *Mat. carte géol. Suisse*. XXVI, carte spéc. 48.
 - » SCHMIDT., BUXTORF et PREISWERK. Führer zu den Exkursionen der deutschen geol. Gesellschaft. Basel.
 - » H. SCHARDT. Les vues modernes sur la tectonique et l'origine des Alpes. *Archives Genève*. 4 s. t. XXIII. En allemand: *Verhandl. d. schweiz. naturf. Gesellsch.* Session de St-Gall.
- 1908 F. ARTENZ. Mountain-Making in the Alps. *Arch. f. Math. et Naturf.* XXIV. Kristiania.
- » GIORDANO e PELLATI. Carta geologica delle Alpi occidentali. *R. Uff. geol. Ital.*
 - » M. LUGEON. Quelques faits nouveaux, concernant la structure géologique des Hautes Alpes calcaires berno-valaisannes. *Eclogæ geol. Helv.* T. X. p. 37.
 - » » La fenêtre d'Ardon. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* t. XLV. P-V.
 - » C. SCHMIDT. Die Geologie des Simplongebirges und des Simplontunnels. *Rektorats-programm der Universität Basel*. Buchdruckerei Friedr. Reinhardt.
 - » » PREISWERK. Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe. *Zurich. Com. Géol. Suisse*.
 - » » A. BUXTORF u. H. PREISWERK. Die Exkursionen der deutschen geologischen Gesellschaft. (Exkursionsberichte). *Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch.* t. 60.

- 1908 EMILE ARGAND. Carte géologique du Massif de la Dent Blanche. *Mat. Carte géolog. Suisse*. N. S. XXIII. Carte Spéc. 52.
- 1901-1908 PENCK et BRÜCKNER. Die Alpen im Eiszeitalter. *Leipzig*. Ch. H. Tauchnitz.
- 1908 H. SCHARDT. La pierre des Marmettes et la grande moraine de blocs de Monthey. *Eclogæ geol. helv.* X. En allemand: *Actes Soc. helv. Sc. nat.* Session de Glaris.
- » » Géologie de la Suisse. Extrait de „La Suisse“ Etude géographique etc. Neuchâtel, publication du Dictionnaire géogr. de la Suisse.
- 1899-1908 *Dictionnaire géographique de la Suisse*. Articles géologiques sur: Canton du Valais; la Suisse, configuration et géologie; Vaud; Monte Leone; Simplon; Trient; Sarvaz, Saillon etc. *Neuchâtel*, Attinger Fr.
- 1909 L. DESBUISSONS La Vallée de Binn. Etude géographique, géologique, minéralogique et pittoresque. *Lausanne*, G. Bridel et Cie.
- » A. BUXTORF et E. TRUNINGER. Ueber die Geologie der Doldenhorn-Fisistockgruppe und den Gebirgsbau am Westende des Aarmassivs. *Verhandl. d. naturf. Gesellsch. Basel*. t. XX, 135-179.
-